

普通高等教育“九五”
国家教委重点教材

ZIRAN DILIXUE



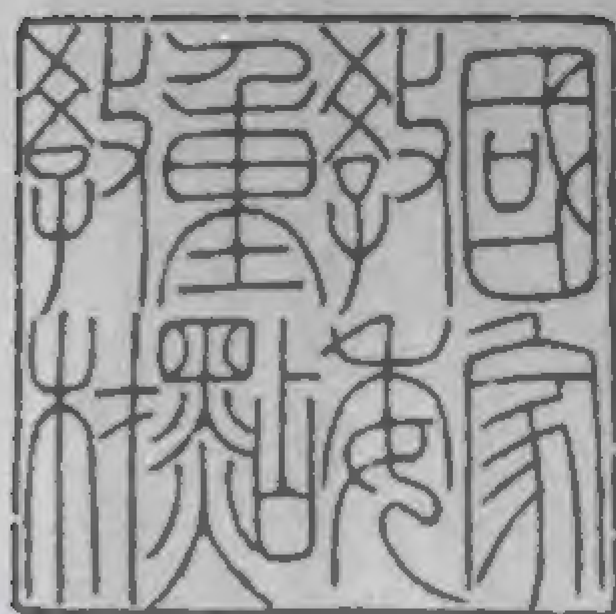
高等学校教材

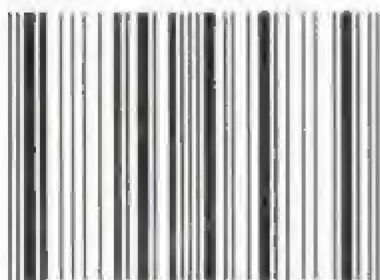
自然地理学

【第三版】

伍光和　田连恕
胡双熙　王乃昂　编著

高等教育出版社




ISBN 7-04-007973-9
9 787040 079739 >
定价 20.90 元

高等学校教材

自然地理学

（第三版）

伍光和　田连恕　胡双熙　王乃昂　编著

高等教育出版社

图书在版编目(CIP)数据

自然地理学/伍光和主编；田连恕，胡双熙，王乃昂编著．—3版．—北京：高等教育出版社，2000(2002重印)
ISBN 7-04-007973-9

Ⅰ．自…　Ⅱ．①伍…　②田…　③胡…　④王…
Ⅲ．自然地理学　Ⅳ．P9

中国版本图书馆CIP数据核字(2000)第26413号

自然地理学　（第三版）
伍光和　田连恕
胡双熙　王乃昂　编著

出版发行	高等教育出版社	购书热线	010－64054588
社　　址	北京市东城区沙滩后街55号	免费咨询	800－810－0598
邮政编码	100009	网　　址	http://www.hep.edu.cn
传　　真	010－64014048		http://www.hep.com.cn
经　　销	新华书店北京发行所		
排　　版	高等教育出版社照排中心		
印　　刷	天津新华印刷一厂		
		版　　次	1978年12月第1版
开　　本	787×1092　1/16		2000年7月第3版
印　　张	24.75	印　　次	2002年9月第7次印刷
字　　数	600 000	定　　价	20.90元

本书如有缺页、倒页、脱页等质量问题，请到所购图书销售部门联系调换。

版权所有　侵权必究

前　言

本书的主要对象是地理学各专业学生。在教学计划中,自然地理学课程起着先导课、基础课的作用。它既担负着向学生介绍自然地理学在地理科学体系中的地位和作用的任务,也担负着阐述自然地理学的性质和特征,并且适当介绍地貌学、气候学、水文地理学、植物地理学等分支学科的基础理论和基础知识的任务。同时还必须帮助学生从表面上看起来杂乱无章的知识堆砌中跳出来,认识自然地理环境的整体性,认识到一个自然要素的变化可能使其他要素甚至整个自然地理环境也随之发生相应变化,从而建立人与自然协调发展,以及社会经济持续发展的观念。

本书出版以来,被许多院校地理系及相关专业广泛选作本科教材,并被指定为硕士、博士生入学考试必读参考书。由于需求量大,先后重印 11 次。并于 1994 年获得首届全国优秀地理著作二等奖。这对我们无疑是巨大的鼓励和有力的鞭策。

本书第二版于 1985 年出版。15 年匆匆而过。主编潘树荣及编者陈传康、俞序君三位教授已在 20 世纪最后 10 年内相继辞世,使我们一次次陷入深深的悲痛。三位先生为我国地理教育事业鞠躬尽瘁,死而后已,永远是我们崇高的榜样。

本书原编者雍万里先生年事已高,表示不能再参与第三版编写;李爱玲先生调离南京大学并已退休,也表示不参与本书的修订。这样,第二版编者中就只有伍光和(副主编)、田连恕二人了。

我们经高等学校理科地理教学指导委员会同意,于 1997 年组成新的编写班子,开始修订工作。按照教学大纲要求,本书仍保持了一、二版的基本框架,但对具体内容作了较大幅度的更新。例如:

一、改孤立的天文知识介绍为地球的天文或宇宙背景论述,避免与后续内容脱节。讲授自然地理学离不开首先介绍地球。故一般自然地理教材的第一章常常是介绍天文知识。它与后续内容不免有脱节之感。修订中,我们立足于论述地球的天文背景或宇宙背景,着重介绍对地理环境有显著影响的宇宙－行星因素。如近 20 年广受关注的小行星、月球、彗星对地理环境的可能影响等。

二、强化部门自然地理章节间的联系,适当压缩有关内容。部门自然地理内容之间缺乏有机联系,是同类教材最常见的弊病。这次修订,适当压缩了地壳、水圈等章节内容,并强化章节间的内在联系。某些综合性强且涉及范围广的问题,如厄尔尼诺、全球变化与海平面升降等,都做了比较详细的介绍。

三、生动阐述学科要义、激发学生兴趣。枯燥乏味是理科教材的常见弊病。本书将力图以优美、生动、活泼的语言,科学而准确地阐述自然地理学的要义,激发学生浓厚的学习兴趣。

四、更新内容、反映学科新面貌。近十余年来自然地理学及其分支学科在理论、研究手段和应用诸多方面都有较大的发展,相比之下,第二版内容已显得陈旧,此次修订中更新了数据、观点,力图反映 20 世纪末的学科水平。

高等教育出版社建议本书绪论仍采用二版陈传康先生原稿。我们同意并对原稿作了一些文

字加工。其余章节分工情况为：第一、二、四、五、八章伍光和，第七章田连恕（西北大学），第六章胡双熙，第三章王乃昂，最后由伍光和统稿、定稿。

教育部与兰州大学分别对本书编写给予经费支持，高等教育出版社黎勇奇编审作为本书责任编辑在书稿审查、加工上做了大量工作，郝林同志清绘插图，特此一并致谢。

本书不可避免会有缺点甚至错误，我们真诚欢迎批评、指正。

编者

1999年12月

目　录

绪 论

一、自然地理学的研究对象和分科

(一) 地理学

地球表面是人类赖以生存的环境。这个环境的范围是随着科学技术和社会生产的发展而不断扩大的。在古代,海洋并未包括在人类环境的范围内,随着航海事业的发展,海洋才成为人类活动的环境。现在,由于航天事业的发展,人类环境已超出地球表层,进入了高空和宇宙空间,从而出现了“空间环境”的概念。所以,地理环境和人类环境是两个不尽相同的概念。

地理学是研究地理环境的科学,即只研究地球表层这一部分人类环境。所谓地球表层,实际上是指海陆表面上下具有一定厚度范围,而不包括地球高空和内部的地球表层。这个表层内存在着人类社会及各种地理要素,具有独特地理结构和形式。

地理环境可分为自然环境、经济环境和社会文化环境三类。自然环境由地球表层中无机和有机的、静态和动态的自然界各种物质和能量组成,具有地理结构特征并受自然规律控制。自然环境根据其受人类社会干扰的程度不同,又可分为两部分:一为天然环境或原生自然环境,即那些只受人类间接或轻微影响,而原有自然面貌未发生明显变化的自然地理环境。如极地、高山、大荒漠、大沼泽、热带雨林、某些自然保护区、人类活动较少的海域等。二是人为环境或次生自然环境,即那些经受人类直接影响和长期作用之后,自然面貌发生重大变化的地区,如农村、工矿、城镇等地区。放牧草场和采育林地,虽然仍保留草原和森林外貌,但其原有条件和状态已发生较大变化,也应属于人为环境之列。人为环境的成因及其形式的多样性,决定于人类干扰的方式和强度,而其本身的演变和作用过程仍然受制于自然规律。因此,无论是人为环境还是天然环境都属于自然地理环境。

经济环境是指自然条件和自然资源经人类利用改造后形成的生产力地域综合体,包括工业、农业、交通、城镇居民点等各种生产力实体的地域配置条件和结构状态。生产力实体具有二重性,从自然属性来评价,这种地域特征属于人为环境;从技术经济角度考察,这种地域则属于经济环境或经济地理环境。

社会文化环境,包括人口、社会、国家、民族、民俗、语言、文化等地域分布特征和组成结构,还涉及各种人群对周围事物的心理感应和相应的社会行为。社会文化环境是人类社会本身所构成的一种地理环境。

上述三种地理环境各以某种特定实体为中心,由具有一定地域关系的各种事物的条件和状态构成。三种地理环境在地域上和结构上相互重叠、相互联系,从而构成统一整体的地理环境。

系统论认为,现实世界是由规模大小不同、复杂程度互异、等级高低有别、彼此交错重叠,并且互相转化的系统组成的一个有序网络系统。我们可以从不同角度,根据系统的组成和结构把

客体分为一系列的层次，每一个层次就是一个等级的系统。此级别系统是由比它低一级的子系统组成；而其本身又是更高级系统的一部分。因此，系统和子系统的关系是整体与部分之间的关系，而且整体的功能大于部分的总和。这是由于各子系统之间存在着相互作用所构成的网络关系，这个网络结构完成一定的整体功能，形成集体效应，并起着协同作用。这种结构关系叫总体组织。在系统层序中，有些层次间关系较密切，有些层次间则可能出现质变。根据其层序组合的质变可以把各级层次分为不同的组织水平。

依据上述观点讨论地理学的研究对象和分科，可将地理学分为三个主要组织水平和相应学科，即1）研究整个地理环境综合特征的，称综合地理学；2）分别研究自然地理环境、经济环境和社会文化环境的为综合自然地理学、综合经济地理学和综合人文地理学；3）分别研究上述三种环境中各要素的学科统称部门地理学。例如部门自然地理学，部门经济地理学（包括工业地理学、农业地理学、交通地理学、商业地理学等）；部门人文地理学（包括人口地理学、政治地理学、社会地理学、文化地理学等）。

上述划分被陈传康称为地理学的“三分法”（自然、经济、人文）和“三层次”（统一、综合、部门）。此外，在地理学分科中还应该考虑“三重性”的观点，即首先是理论地理学研究，即对基本的原理和方法论进行重点阐述；其次是应用地理学研究；第三是区域地理学的研究，即对特定区域进行具体描述。三者的内容和重点虽不同，却同样重要，而且是相互关联的。

（二）自然地理学的研究对象

前面已经指出，自然地理学研究地球表层的自然地理环境。这个“表层”是具有独特的物质结构状态和一定厚度的圈层，地理文献中称为“地理圈”、“地理壳”、“景观壳”或“地球表层”。

地球构造具有分层性，即整个地球是由一系列具有不同物理化学性质的物质圈层所构成。例如，地球外部覆罩的大气圈，还可再分为对流层、平流层、电离层、逸散层等，大气圈之下是由海洋和陆地水构成的水圈以及疏松的土被层；地球固体部分的外壳称为地壳，地壳以下又分地幔和地核。此外，地球上还存在生命物质，生物的总体及其分布范围称为生物圈。这些圈层的组合分布具有两种特点：一是高空和地球内部的圈层呈独立的环状分布；二是地球表面附近各圈层相互渗透。地球表层或地理圈正是由大气圈和岩石圈的一部分以及水圈、生物圈和土壤层组成，并使它具有一系列不同于地球其他部分的结构特性。这里的岩石、气候、水体、生物、土壤等组成成分之间存在着密切的相互联系和相互作用，通过水循环、大气循环、生物循环、地质循环等进行着复杂的能量转化和物质交换。在物质能量转化和交换过程中，还伴随着信息传输，从而形成一个完整、有序的自然地理系统。该系统还从地球内部和外层空间输入一定的能量和物质，以维持其各组分和各区域间的有序结构，并保持其平衡状态。

人类是干扰和控制自然地理系统的一个重要因素。在人类作用下，现代自然环境已经发生不同程度的变化，许多地区在天然环境背景下变为人为环境。历史经验表明，人类活动如果遵循自然界的客观规律，人类就受益于自然界，人与自然环境的关系就比较协调，一些自然资源就可得到不断更新；相反，资源就会受到破坏，环境质量下降，生态失调，人类必将受到自然界的惩罚。

总之，自然地理的研究对象包括天然的和人为的自然地理环境，它具有一定组分和结构，分布于地球表层并构成一个地理圈。

（三）自然地理学的分科

按照上述“层次性”观点，自然地理学的分科主要涉及两个层次：即研究自然地理环境整体特

征的，称为综合自然地理学；研究自然地理环境各组成要素的，称部门自然地理学。它们包括该系统的两级组织水平的研究

部门自然地理学包括气候学、地貌学、水文学、土壤地理学、地植物学、动物地理学等。它们以组成自然环境的某一要素为具体对象，着重研究这个要素的组成、结构、时空动态、分布特征和规律 虽然部门自然地理学各有分工，但是每一个研究对象的存在和发展变化，都是以整体的自然地理环境为背景，而且不同程度地以其他组成要素为因素或条件的。各部门自然地理学中的分支是更低一级的层次

综合自然地理学以各部门自然地理学为基础，综合研究自然地理环境的整体性特征及整体各部分的相互联系和相互作用，阐明这个环境整体的结构特点，形成机制、地域差异和发展规律。

根据"三重性"观点，无论部门自然地理学或综合自然地理学都需要对其基本原理与方法，实际应用以及具体区域等方面进行研究

二、自然地理学的任务

自然地理学的任务包括：1）研究各自然地理要素（气候、地貌、水文、土壤、植被和动物界等）的特征、形成机制和发展规律 2）研究各自然地理要素之间的相互关系，彼此之间物质循环和能量转化的动态过程，从整体上阐明它的变化发展规律。3）研究自然地理环境的空间分异规律，进行自然地理分区和土地类型划分，阐明各级自然区和各种土地类型的特征和开发、利用方向。4）参与自然条件和自然资源评价。5）研究人为环境（受人类干扰、控制的自然地理环境）的变化特点、发展动向和存在问题，寻求合理利用和改造的途径及整治方法。

三、自然地理学与其他学科的关系

作为地理学分科的自然地理学，与地理学的其他分科有密切关系。区域经济地理研究必须与区域自然地理研究结合进行。自然地理研究如果能考虑区域经济开发的要求，则可更好地为生产实践服务

自然地理学与其他地学和生物科学也有密切关系。部门自然地理学便是自然地理学与相邻科学之间的边缘学科。例如，地貌学是自然地理学与地质学的边缘学科，气候学是自然地理学与气象学的边缘学科，地植物学是自然地理学与植物学的边缘学科，等等。自然地理学正是通过部门自然地理学与其他地球科学或生物科学处于紧密联系之中。

当代环境污染的严重性以及人们保护和改善环境的迫切性，导致一门新的综合性学科即环境科学的形成 它汇集了自然科学、技术科学以及社会科学，共同对这个新领域进行综合研究。自然地理学也责无旁贷参与其中。环境科学具有涉及面广、综合性强、学科之间交叉与渗透较多等特点，并曾一度侧重于污染物在环境中的运动规律、环境质量变化、污染物的生物效应对人体健康的影响、及其控制和改善方法等研究。现已进而研究与人类活动有关的环境破坏问题，诸如水土流失、土壤盐碱化、风沙危害、大自然保护以及环境规划和管理等问题。其中许多问题与地理学有关，于是出现环境地学——环境科学与地学的边缘科学。自然地理学既可运用自己的原理和方法研究环境问题，也可以从中得到促进和提高，使本门学科更具有生命力。

四、本书的内容和结构

本书的任务是较全面地介绍各部门自然地理学和综合自然地理学两方面的基本知识、概念和原理。书名为《自然地理学》而不采用《普通自然地理学》名称，是因为既可把它理解为学习自然地理学的入门基础课，也可理解为专门研究地理圈本身一般规律的学科。

本书内容一方面包括阐述地球表层各自然地理要素的形成过程、基本特征、类型和分布，并注意说明该要素与其他要素的相互关系；另一方面还专门分出一章论述综合自然地理学的基本概念和基本理论，力求使读者对整个自然地理学有全面的了解。此外，对自然资源、环境问题、生态系统等方面也做了必要的介绍。

本书共八章。第一章对整个地球的形态、动态特征、内层和外层构造作简单的介绍，旨在说明它作为自然环境形成发展重要背景的地理意义。第二、三两章论述地壳和大气两大圈层的特性和运动形式。它们作为构成景观的基本成分，既是地球内部与外部物质能量输入的主要表现者，也是支配景观形成发展和分异的两大基本因素。第四章介绍水圈的各组成部分，尤其突出了海洋的地位和作用。水圈与上述两个圈层，在景观圈中形成了固、液、气三相的多种界面，进行着复杂的无机过程。它们之间的相互作用在地貌上表现最为鲜明。因此第五章接着介绍地貌成因类型、特点及其发育规律。在此基础上，第六章描述了介于无机与有机成分之间的土壤，它是反映陆地景观属性的典型。第七章叙述生物群落和生态系统，重点说明生物与环境之间的相互联系与相互作用。通过生态系统的型式把有机界与无机界组合成一个整体来描述。最后一章系统论述景观的整体性、地域分异规律、自然区划、土地类型等方面的基本概念和基本原理。

总之，本书的内容结构是从自然地理环境的整体性出发，通过从“部门”至“综合”的叙述方式，从地表的无机界到有机界乃至自然生态系统，从景观圈的上下边层至核心层，逐步揭示各要素间的相互联系，达到对其整体性和地域之间的联系与差异性的认识。我们认为，采用这种方式便于初学者循序渐进地学好这类入门性的基础课程。自然地理学的内容既包括“部门”也包括“综合”，两者同等重要，不可偏废。

第一章 地 球

第一节 地球在宇宙中的位置

一、宇宙和天体

宇宙是一个巨大无比的物质世界,其中包含着无数的天体和极其广阔的空间。战国时代晋国人尸佼(约公元前 390—公元前 330)曾定义“上下四方曰宇,古往今来曰宙”。汉代张衡(公元 78—139)则以“宇之表无极,宙之端无穷”表述宇宙在空间上无边无际,在时间上无始无终的特点。

但是,现代人类理解的宇宙,则是大约发生于 100 亿年前的大爆炸所形成的,范围相当于 130 亿光年的巨大空间。很显然,这里所指的应是人类已知的宇宙。随着人类科学技术水平的提高,已知宇宙范围必将逐渐扩大。

宇宙中存在着无数的天体。根据它们各自的特点可归纳为恒星、行星、卫星、流星、彗星、星云等类。恒星质量很大且能发光。凭肉眼能看到的天体,99%以上都是恒星。从地球上看,恒星的相对位置似乎是固定不变的,但实际上,一切恒星都在不停地运动。行星自己不发光,质量也远较恒星小,并且绕恒星运动。地球便是绕着太阳运动的行星之一。卫星质量比行星更小,绕行星运动,并随着行星绕恒星运动。流星的质量更小,也不发光。流星在行星际空间运行,当接近地球,受到引力作用时,可以改变轨道甚至陨落。当它进入地球大气层后,因与大气摩擦,迅速增温至白热化,发生燃烧。绝大部分流星在到达地面以前就已完全烧毁,少数落到地面上即成为陨石。彗星是一种很小的,但具有特殊外表和轨道的天体。星云是一种云雾状的天体。离地球非常遥远的河外星云,是一些恒星系统,而作为银河系组成部分的银河星云,则是极端稀薄和高度电离的氢和氮的混合物。

鉴于用普通的长度单位,甚至用地球和太阳的平均距离($14\ 960 \times 10^4$ km,称为天文单位),都难以表示宇宙空间的距离,人们把光在一年中传播的距离($94\ 600 \times 10^8$ km),即一个光年,作为量度天体距离的单位。

现有的仪器已经能够观察到远离地球 130 亿光年的空间。在可以观察到的这部分宇宙中,约有 10^{22} 个恒星。数十亿到上千亿个恒星的集合体是一个星系。例如银河系就是一个包括一千多亿个恒星的星系。银河系是一个旋转着的扁平体,绝大多数星体都密集在它的中心平面附近。其直径约为 10×10^4 光年,中心厚度约 10 000 光年,其余部分厚度约 1 000 光年。到目前为止,已经发现了十亿多个类似银河系这样的星系。星系表现为成对或成群的聚集状态,组成星系群。例如,银河系和包括比邻星系以及大、小麦哲伦云在内的近二十个星系,组成本星系群。本星系群直径约 300×10^4 光年。比星系群更大,包括几百个到几千个星系的集团,称为星系团。例如

室女座星系团,包含 2 700 个星系,直径可达 850×10^4 光年。已知宇宙的总体称为总星系。

二、太阳和太阳系

银河系直径约有 10×10^4 光年,包含 $1\ 500\times10^8$ 颗恒星,太阳只是其中之一。太阳位于距银河系中心(银心)约 27 000 光年、距边缘 23 000 光年的地方,并以 250 km/s 的速度绕银心运动,大约 2.5×10^8 年绕行一周。

太阳是一个炽热的发光球,它的内部不断进行着巨大的热核反应。太阳表面温度高达 6 000 K,中心温度更高达 $1\ 500\times10^4$ 度。在已知宇宙中,太阳是一个中等大小的恒星,直径约为 140×10^4km,相当于地球直径的 109 倍;表面积约为地球的 12 000 倍;体积约为地球的 130×10^4 倍;质量约 1.989×10^{27}t,相当于地球的 33.3×10^4 倍;并且占整个太阳系质量的 99.86%。它的外层可见部分的密度约为水密度的 1/1 000 000,中心部分的密度比水的密度大 85 倍,而平均密度则为 1.4 g/cm^3,约相当于地球密度的 1/4。质量很大的太阳,以其巨大的引力维持着一个天体系统绕着它运动。这个天体系统就是太阳系,而太阳位于太阳系的中心。

太阳系包括 9 个大行星,50 个卫星,和至少 50 万个小行星,还有少数彗星。9 个大行星中,距太阳最远的冥王星,约为 39.5 个天文单位。如果以冥王星轨道作为太阳系的边界,则太阳系直径为 79 个天文单位,即约 120×10^8km。如果把彗星轨道计算在内,则太阳系直径将达到 $6\sim8\times10^4$个天文单位,即 $9\times10^{12}\sim12\times10^{12}$km。9 个大行星按其物理性质可以分为两组。水星、金星、地球和火星,体积小而平均密度大,自转速度慢,卫星数少,称为地组行星;木星、土星、天王星、海王星和冥王星,体积大,平均密度小,自转速度快,卫星数多,叫做木组行星。它们的性质见表 1-1。

表 1-1 太阳系行星物理性质比较

行星	赤道半径 km	扁率	质量 地球=1	密度 g/cm^3	恒星日长	赤道对轨道倾斜	卫星数
地组							
水星	2 440	0.0	0.05	5.46	58.6 d	<10°	0
金星	6 050	0.0	0.82	5.26	243 d	6°	0
地球	6 378	0.003 4	1.00	5.52	23 h 56 min	23°27′	1
火星	3 395	0.005 2	0.11	3.96	24 h 37 min	24°55′	2
木组							
木星	71 400	0.062	317.94	1.33	9 h 50 min	3°4′	16
土星	60 000	0.108	95.18	0.70	10 h 14 min	26°45′	23
天王星	25 900	0.01	14.63	1.24	约 24 h	97°53′	5
海王星	24 750	0.026	17.22	1.66	约 24 h	28°48′	2
冥王星	1 350		0.002 4	1.5	6.3 d 9 h		1

太阳系中行星及其卫星绕太阳的运动,具有几个共同特征,即① 所有行星的轨道偏心率都很小,几乎都接近圆形;② 各行星轨道面都近似地位于一个平面上,对地球轨道面即黄道面的倾斜也都不大;③ 所有行星都自西向东绕太阳公转;除金星和天王星外,其余行星自转方向也自西

向东，即与公转方向相同；④ 除天王星外，其余行星的赤道面对轨道面的倾斜都比较小，⑤ 绝大多数卫星的轨道都近似圆形，其轨道面与母星赤道面也较接近；⑥ 绝大多数卫星，包括土星环在内，公转方向均与母星公转方向相同。有关行星轨道运动的数据见表 1－2。

表 1－2　行星轨道运动资料

行　星	轨道半长轴 天文单位	公转周期	平均轨道速度 km/s	偏心率	对黄道面 倾　斜
水　星	0.387 1	88 d	47.89	0.205 6	7°0′
金　星	0.723 3	225 d	35.03	0.006 8	3°23′
地　球	1.000 0	365.25 d	29.79	0.001 7	
火　星	1.523 7	686.98 d	24.13	0.093 3	1°51′
木　星	5.203	11.862 a	13.06	0.048 3	1°18′
土　星	9.539	29.457 72 a	9.64	0.055 89	2°29′
天王星	19.181 8	84.013 a	6.81	0.047 2	0°46′
海王星	30.057 9	164.79 a	5.43	0.008 5	1°46′
冥王星	39.44	247.9 a	4.74	0.249 4	17°10′

关于太阳系中的天体，有必要着重介绍彗星、小行星和月球。

（一）彗星

彗星是在万有引力作用下绕太阳运动的一类质量很小的天体，是太阳系的成员之一。肉眼可看到的彗星大多由彗核、彗发、彗云和彗尾组成。彗核近似球形，是彗星头部密集而明亮的部分，由冰、甲烷、氨和尘埃组成。彗发分布于彗核四周，呈球形云雾状，半径可达数十万千米，由气体和尘埃组成。彗云包围在彗发外面，直径约自 $100 \times 10^4 \sim 1\ 000 \times 10^4$km，主要由氢原子组成。彗核、彗发和彗云合称彗头。彗尾是彗核背向太阳一侧长达 $1 \times 10^8 \sim 2 \times 10^8$km 的尾巴，由彗核在太阳风作用下抛出的尘埃和气体组成。

依据彗星远日点的距离，可将彗星分为四个族，即木星族、土星族、天王星族和海王星族。木星族彗星回归周期为 3～10 年，已知有 67 颗；土星族周期为 10～20 年，已知有 8 颗；天王星族周期为 20～40 年，已知有 3 颗；海王星族周期为 40～100 年，已知有 9 颗。目前共发现 1 600 余颗彗星，其中 600 余颗被准确计算出运行轨道，但这只是彗星的极小部分。据计算，在海王星轨道以内，至少应有 170 万颗彗星，而回归周期为 4 万年的彗星，则至少应有 1 000 亿颗。

人们对于彗星存在不少误识，以致长期把彗星当做某种灾难的象征。近代则有人担忧彗星可能碰撞地球，造成地极移动，改变地球运动速度、引起巨大潮汐和全球洪水泛滥，甚至认为彗尾的“毒气”可能污染大气等等。实际上彗核碰撞地球的机率仅为千万年一次，且即使碰撞也不可能造成大灾难。至于彗尾扫过地球，则已发生过无数次，其含氰基和一氧化碳对地球高层大气的污染微不足道，远远不及工厂废气和汽车尾气对城市的污染，根本不可能对人类造成危害。

值得特别注意的是，近年来有的科学家研究认为地球上的水可能来自彗星。果如此，地球水圈的形成在一定程度上依赖于彗星物质（冰），彗星就非但不是所谓灾星，而是地球的福星了。

（二）小行星

1766 年德国天文学者提丢斯首先提出，1772 年波得进一步完善了关于行星和太阳距离的经

验公式

$$R_n = a + b \times 2^n$$

式中，取 $a = 0.4$；$b = 0.3$；$n = 1,2,3\cdots$

这个公式称为提丢斯－波得定则。按照这一定则，在火星与木星轨道之间，距太阳约2.8天文单位处应该有一个大行星。经过长期搜索，始终没有发现这颗未知大行星，却发现了一个小行星带，1801年，谷神星被发现，1802年智神星被发现，直到1854年7月共发现30颗小行星。1868年，小行星数目突破100，1879年突破200，1890年突破300。至今已编号的小行星达2 600余颗。据计算，冲日亮度超过19等的小行星约有4.4万颗。如果算到21.2等，小行星总数将达到50万颗。

有关小行星起源的最初假说是爆炸说。爆炸说认为，在提丢斯－波得定则规定的火星、木星间区域，原来确有一个大行星。该行星后来突然发生爆炸，其大部分碎裂成为小行星，小部分碎片成为流星。假说的提出者没有阐述爆炸的原因，小行星的形态和运动轨迹也不符合爆炸理论，因此这一假说已被摒弃。

许多学者认为，小行星的早期形成过程与其他行星并没有本质区别，只是其“行星胎”后期未能顺利发育成为大行星。我国天文学家戴文赛指出，九大行星形成之前，太阳系只是一个星云盘，其物质可分为三类：气体物质为氢、氦之类的气体，占90%以上；冰物质为水、氨、甲烷等；土物质为高熔点金属氧化物及硅酸盐之类，约占1%。在行星凝聚阶段，木星区内的小星子掠夺了小行星区域99.9%的物质，因而这个区域不可能形成大行星，而只能形成为数众多的“半成品”。这就是著名的“半成品说”。

人类关注小行星，是因为小行星与地球的地理环境和人类本身都有密切关系。具体地说，就是小行星曾经多次并可能再次撞击地球。

1978年，诺贝尔物理奖获得者路易斯·阿尔瓦雷斯提出，6 500万年前一颗直径为8～10 km的阿波罗型小行星撞击地球引起大爆炸，其能量相当于100万亿吨TNT炸药。尘埃弥漫空中致使大量植物枯死，恐龙灭绝。后来美国学者推测该小行星直径为11 km，撞击点在太平洋。这次撞击造成淡水生物的19%、海洋生物的一半和陆地上体重超过30 kg的动物死亡。

1976年3月8日发生在我国吉林的陨石雨，后来也被证明是一个直径220 km的小行星的一部分。近年还有人指出，我国华北沉降带的形成也可能与小行星撞击有关，撞击中心在山东低山丘陵区。

尽管国内外均有大量小行星撞击地球的报道或预测，但人类完全不必要为此担忧。科学家们的计算表明，5万吨级的陨石撞击地球的机率为10万年一次；直径10 km、质量1万亿吨的小行星撞击地球的机率则为1亿年一次。在现代科学技术条件下，人类完全有能力准确预测并事先消除撞击危险。

（三）月球

月球是地球唯一的天然卫星，半径为1 738.2 km，相当于地球半径的27.28%；质量为7.35×10^{22}t，相当于地球质量的1.23%，即1/81；平均密度为3.24g/cm^3，只及地球密度的0.6。

月球外部没有大气层，这一特点至少造成了三种直接后果：一是月空永远黑暗，没有风云雷雨等天气现象；二是月面温度变幅巨大，在阳光照射下最高温度可达127℃，而夜间温度可降至－183℃；三是在缺乏大气层保护的情况下月面经常遭受陨石撞击。月球上也没有水，因而既无

生物,也不可能形成土壤。裸露的岩石与疏松的尘土共同构成荒凉死寂的外貌,与神话传说中的美景迥然相异。月球表面也有山脉、丘陵、平原和低地,由火山作用和陨石冲击形成的环形山尤其分布广泛

月球沿着一个椭圆形轨道围绕地球自西向东运动。轨道远地点为405 500 km,近地点为363 300 km,月地平均距离为 384 401 km。其轨道平面(白道面)与黄道面的交角约变化于 4°58′~5°20′之间,平均为 5°9′。绕地运动的周期为一个月,但是这里的"月"有三种含义:月心连续两次通过地心与日心连线的时间称为朔望月,时间是 29 日 12 时 44 分 3 秒;月心连续两次到达同一恒星方向为 27 日 7 时 43 分 11.4 秒,叫做恒星月;月心连续两次通过黄道与白道两交点之一需时 27 日 5 时 0 分 35.8 秒,则称交点月。

在绕地球运动的同时,月球还以一个恒星月为周期绕月轴自转。由于月球自转与公转"同步",月球总是以同一面对着地球。

由于月球既有公转和自转,同时又跟随地球绕太阳运动,因而,月球既可位于日地之间,也可位于日地距离外侧。由此,其明亮部分在人类看来就有周期性盈亏圆缺之别,即有不同的月相。此外,当月球阻挡阳光照射地球时,就发生日食;当地球阻挡阳光照射月球时,则发生月食。但是,月球对地理环境最重要的影响仍在于使地球形成潮汐,尤其是海洋潮汐。

科学家们或认为月球与地球具有相同的起源,或认为是地球的引力俘获了月球使之进入现在的轨道,或主张月球曾是地球的一部分,是后来被撕裂出去而成为地球的卫星的。这些假说目前都没有得到公认。但有一点可以肯定,月球绝非某些伪科学著作所宣扬的,是外星人的所谓中空的人造天体,并且仅仅在 3 000 多年前才被放置于地球附近。

三、地球在天体中的位置

曾经有一个很长的时期,人们认为地球是宇宙的中心,一切天体都绕地球运行。直到 1543 年,哥白尼的《天体运行论》发表,"日心学说"创立,这个错误观念才逐渐被抛弃。但是,无限广大的宇宙根本不存在中心。太阳只是太阳系的中心。而太阳在银河系中,也只不过是旋涡臂上的一个小点,一颗普通的恒星罢了。地球则只是太阳系中一颗普通的行星。

地球沿着椭圆形轨道绕太阳运行,太阳处在椭圆的焦点之一上。每年 1 月初地球和太阳最接近,距离约为 $14\ 710 \times 10^4$km。地球的这个位置称为近日点。7 月初离太阳最远,距离约为 $15\ 210 \times 10^4$km,这个位置则称远日点。日地平均距离为 $14\ 960 \times 10^4$km,此数字被确定为一个天文单位。

地球并不是孤立地存在于宇宙中的,它与其他天体或宇宙空间之间通过能量和物质交换保持着密切的联系并相互影响。例如,地球的向阳半球面每秒钟接受太阳辐射物质 2 kg,相当于燃烧 $4\ 000 \times 10^4$t 煤所产生的能量。正是太阳辐射能作为最主要的能量来源和基本动力,推动了地球表层的几乎全部自然地理过程,使地理环境得以形成和有序发展。太阳紫外辐射使大约高出地面 20~25 km 的大气中的氧分子分解为氧原子,两者经碰撞成为臭氧。正是这个臭氧层作为"遮光板",阻挡了 99%的紫外光达到地面,从而维护了地球生物圈的安全。同样是太阳辐射在大气中形成了电离层,才使世界的现代通讯成为可能。人类社会最重要的能源水能、风能、煤和石油,或由太阳能直接转化而成,或经过有机体长期积累和化石化过程转化而成。太阳光还把各

种带电粒子传送到地球上。具有极高能量的宇宙射线，从宇宙空间侵入地球大气上层，对地球磁暴、极光及大气分子的离子化等都产生影响。每年约有 $1\ 000 \times 10^4$t 陨石和宇宙尘降落到地球表面，成为地球质量缓慢然而不断增加的主要原因。而地球大气外层则不断有气体质点和热量逸散到宇宙空间。所有这些都表明地球与其他天体间存在着能量和物质交换。至于月球与太阳的引力使地球表面出现潮汐，就更为人们所熟悉了。

第二节 地球的形状和大小

地球形状问题是人类最古老的世界观的基本内容，即人类对宇宙认识的一个组成部分。相互交往及测算土地面积的客观需要，很早就促使人们去认识地球的形状和大小。但人类认识地球形状和大小的历史过程却相当复杂，并且始终充满了唯物论和唯心论的斗争。

古代人类活动的范围极有限，且又缺乏精确可靠的观测手段，因此产生过许许多多关于地球形状的误识。例如，古巴比伦人认为宇宙是一个闭合的箱子，大地是这个箱子的底板；古希伯莱人认为大地是一块平板；古印度人认为大地是四只大象背负的半球；古希腊人认为大地是由一条大洋河(River of ocean)环绕的圆盾；古俄罗斯人认为大地是由三条鲸驮着的圆盾，等等。我国古代则有“天圆地方”的说法，并且认为这个方形大地是从西北向东南倾斜的。

随着生产力、科学技术和航海交通的发展，人类的活动范围逐渐扩大，视野日益开阔，大地的球形观念也随之形成。在西方，毕达哥拉斯学派最早明确指出大地为球形，但大地球形说的真正奠基者乃是古希腊学者亚里斯多得。在我国，早在公元前两千年就出现过大地球形的传说，而第一个明确主张大地球形的则是东汉时期的张衡(公元 78—139)。他在《浑天仪图注》中说：“浑天如鸡子，天体圆如弹丸，地如鸡中黄……天之包地，如壳之裹黄。”

但是，只是在经历了 15 世纪末和 16 世纪初的地理大发现之后，尤其是环球航行成功之后，大地球形观念才最终得到证明，并从此深入人心。恩格斯高度评价地理大发现的丰功伟绩，认为这才是真正发现了地球。

从“非球”到“球形”，是人类认识地球形状的一大飞跃。但是，球形观念只是地球形状的第一个近似观念。19 世纪以来，人们进一步知道了地球是一个赤道突出、两极扁平的椭球体；20 世纪末叶，有些人认为地球实际上是一个“梨状体”，似乎又从球形观念倒退了。

一、地球的形状及其地理意义

大地测量中所谓的地球形状，是指一种以平均海平面表示的平滑封闭曲面，即大地水准面。所以，通常所说的地球形状就是大地水准面的形状。

人类早就掌握了大地球形的简单证据。例如，一个人沿南北方向旅行时，发现熟悉的星星在地平线上的高度不断变化，一些星出现了，而另一些星不复可见；驶离海岸的船只，总是船身首先从岸上观察者的视野中消失；月食时，出现在月球表面的地影总呈圆形；日出前和日落后天空中出现曙暮光；等等。以后，科学的发展提供了更丰富的证据，人们的认识也随之不断深化。

精密测量结果告诉我们，通过赤道的地球直径比通过两极的直径长 42.5km。这就证实了地球不是正球体，而是一个两极比较扁平、赤道部分相对突出的椭球体；通过两极的地球断面是椭

圆形而不是正圆形；椭球体的最大圆周在赤道上，而不在通过两极的椭圆上(图 1－1)。由于地球两极扁平，那里的地面曲率就比赤道地面曲率小。从图 1－1 中可以看出，两极附近 5°弧的弧长大于赤道上 5°弧的弧长；相应于前者的圆半径，比相应于后者的圆半径大。

地球两极扁平的程度称为地球的扁率 α，可以用下式计算：

$$\alpha = \frac{a-b}{a}$$

式中，a 为地球赤道半径，即椭球体半长轴；b 为地球两极半径，即半短轴。

地球半长轴与半短轴的关系如图 1－2。

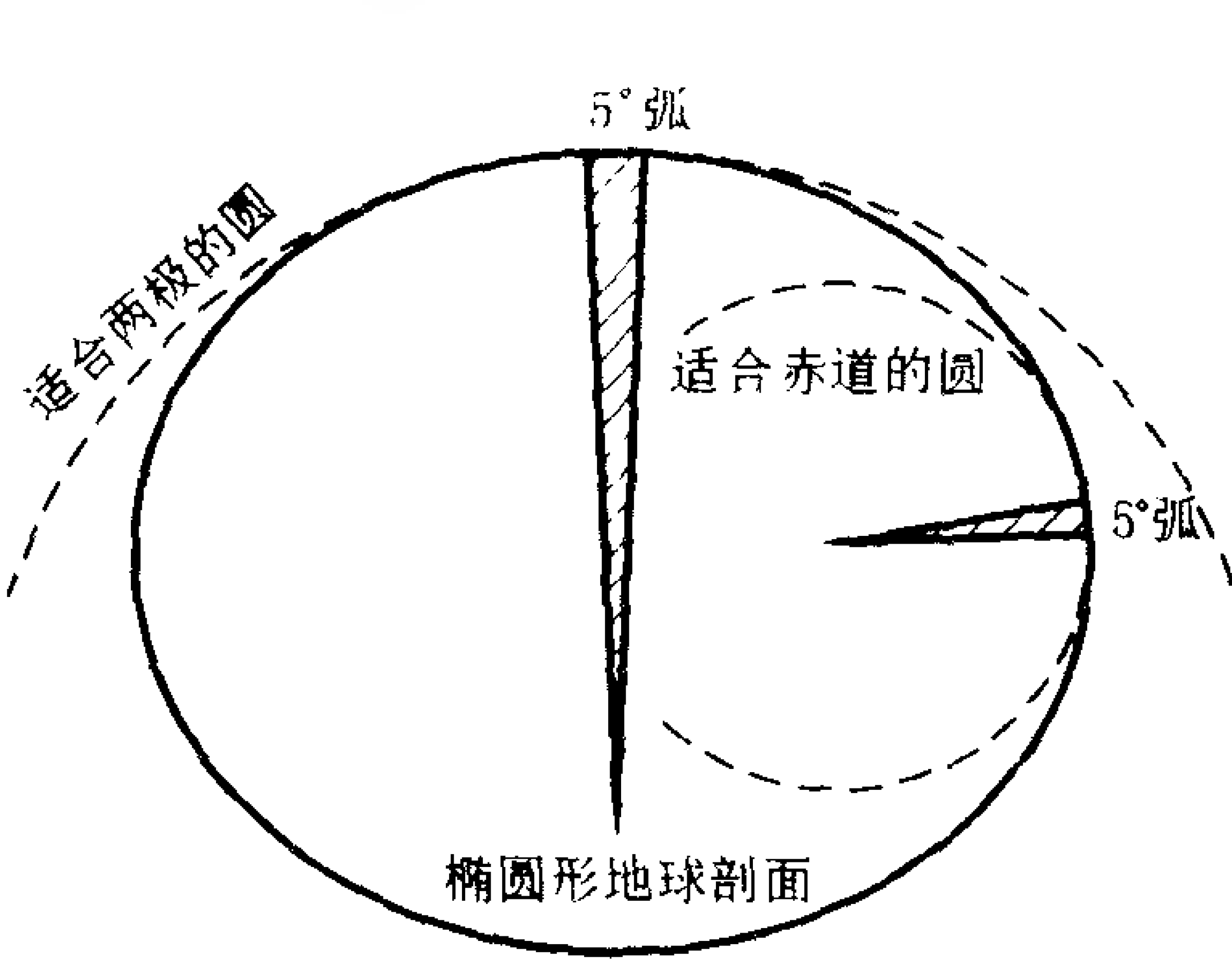


图 1－1　地球椭球体(据 strahler)

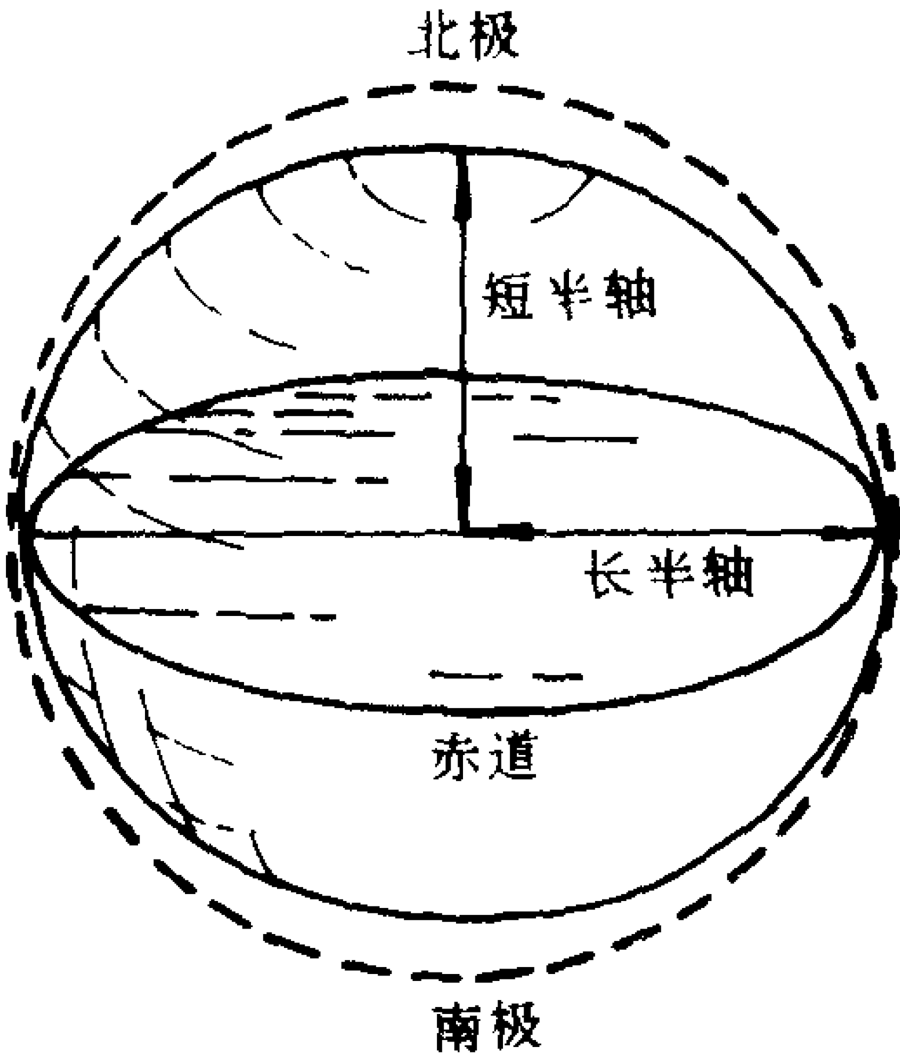


图 1－2　地球的半长轴与半短轴(据 strahler)

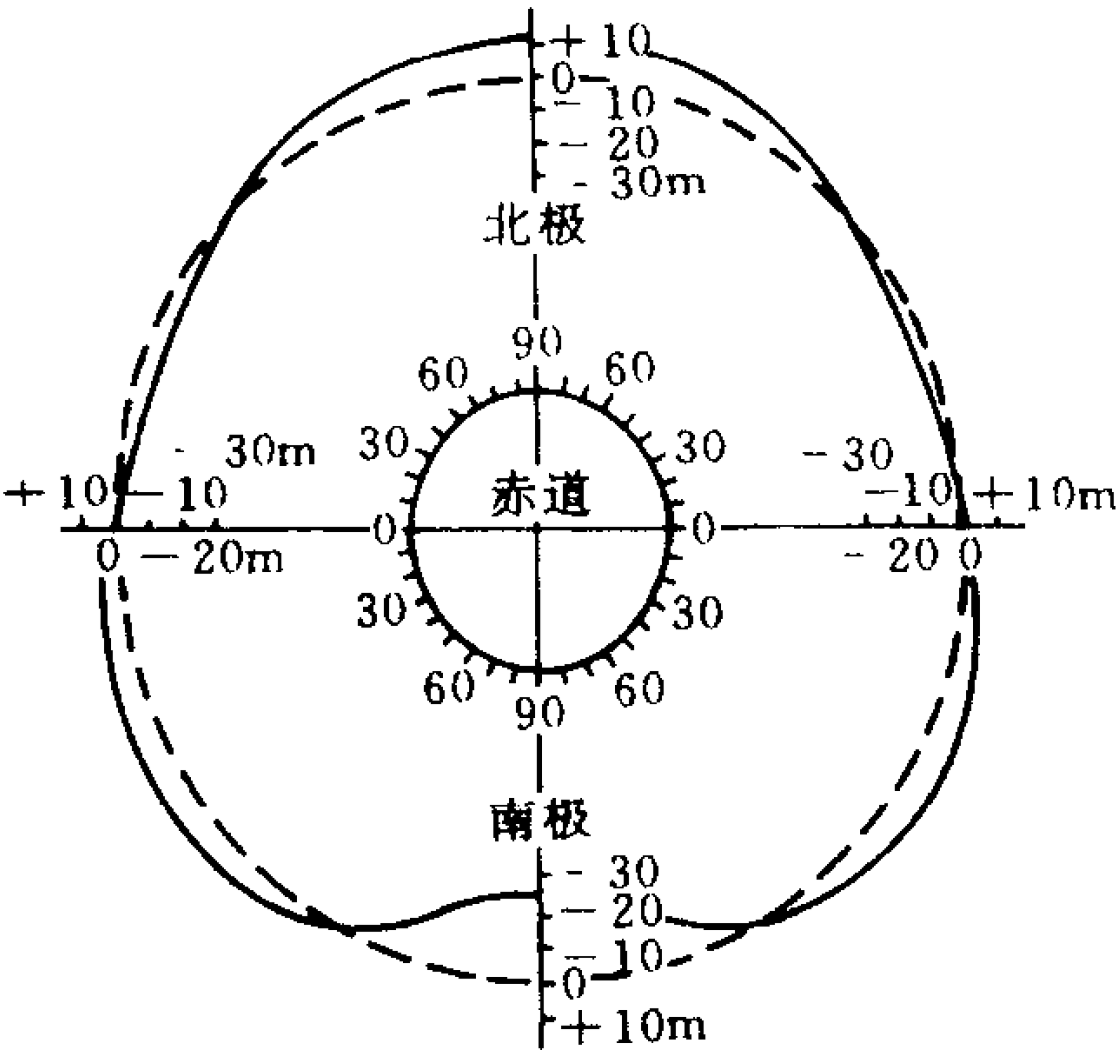
测定地球扁率的工作早在 18 世纪就已开始。19 世纪以来，不同国家分别采用了许多种扁率。1924 年，国际大地测量和地球物理协会决议采用海福得椭球体。我国在 1952 年以前也曾采用过。1940 年克拉索夫斯基提出了新的数据，并先后为部分欧洲国家所采用。我国自 1953 年开始采用。人造地球卫星出现后，扁率测量的精度大大提高。1971 年，第 15 届国际大地测量和地球物理协会决议采用人造地球卫星提供的最新数据。现将椭球体的有关数据列举如下：

	半长轴/m	半短轴/m	扁　率
海福得 (1924)	6 378 388	6 356 912	1/297.0
克拉索夫斯基 (1940)	6 378 245	6 356 863	1/298.3
第 15 届国际大地测量和地球物理协会 (1971)	6 378 160	6 356 755	1/298.25

在太阳系的九大行星中，地球的扁率是相当小的。火星、木星、土星、天王星和海王星的扁率都比地球扁率大。很可能冥王星扁率也比地球的大。

虽然椭球体一词比较接近真实地反映了地球的形状，但是椭球体曲面与大地水准面仍然有一些微小的差异。大地水准面以海平面为基准，在大陆部分，它因重力减小而上升，在海洋部分又因重力增大而下降。所以，大地水准面实际上是一个不规则的起伏表面。在南北两半球，椭球体不同程度地偏离大地水准面，但以两极的偏离幅度最大(图 1－3)。

人造卫星提供的信息使人们获得了对大地水准面的崭新认识。长期以来，人们把大洋表面看作一个平缓的、稳定的旋转椭球面。其实地球洋面上至少各有三个较大的隆起区和凹陷区。前者如澳大利亚东北洋面、大西洋南伊斯兰附近洋面和非洲东南洋面，分别隆起 76 m、68 m 和 48 m；后者如印度半岛以南海面、加勒比海区和加利福尼亚以西海面，分别凹进 112.64 m 和 56 m。这些凹陷区直径都在 3 000 ~ 5 000 km 间。隆起区和凹陷区的存在使大洋面发生倾斜，因而成为一个复杂的面。人造卫星测到的地球的沿赤道断面，也不是正圆形而是卵圆形，其长轴方向的赤道直径比其他方向要长 427 m。



虚线代表椭球体；实线表示地球的实形

图 1-3　地球的形状　（据 Jocoby）

整个地球的形状，从通过两极，垂直于赤道平面的断面来看，呈现“梨形”。如图 1-3 所示。这个“梨形体”和标准椭球体相比较，南极凹进 24 m，北极高出 14 m，从赤道至 60°s 之间高出基准面，而自赤道至 45°N 之间又低于基准面。考虑到所有这些起伏相对于地球的巨大直径而言，毕竟太微小，因此我们仍主张把地球形状视作旋转椭球体。

地球的形状具有非常重要的地理意义。我们知道，太阳辐射是地球表面最主要的能量来源，而太阳同地球的平均距离长达 14 960 × 10⁴km。这样，就可把投射到地球表面的太阳光线视为平行光线。当平行光线照射到地球表面时，不同纬度地区的正午太阳高度角将各不相同。地球赤道面与黄道面的交角，决定了太阳正午高度角有规律地从南北纬 23°27′之间向两极减小（图 1-4）。太阳辐射使地表增暖的程度也按同样的方向降低，从而造成地球上热量的带状分布和所有与地表热状况相关的自然现象（如气候、植被、土壤等）的地带性分布。

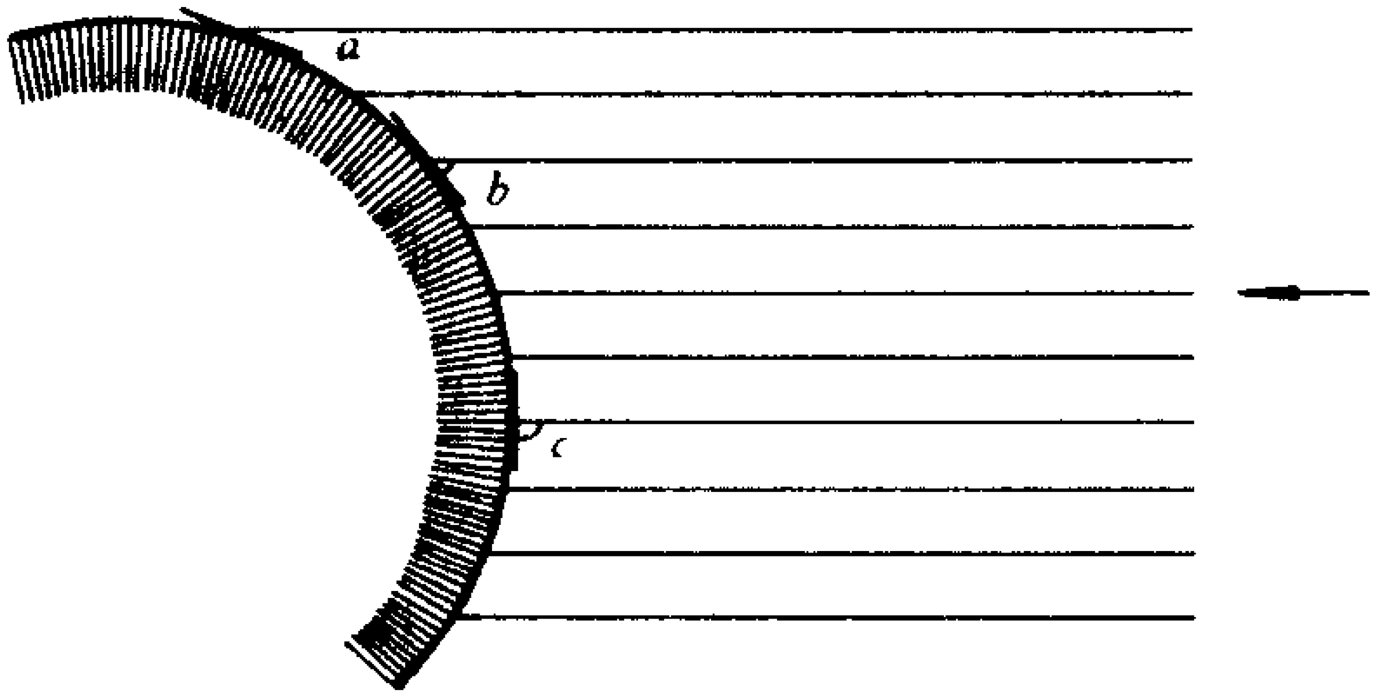


图 1-4　不同纬度的太阳高度角

（角 c > 角 b > 角 a）

二、地球的大小及其地理意义

在人类尚未掌握先进的测量技术和方法以前，“地球究竟有多大”这个难题是无从解答的。我国古代文献中，从大地方形观念出发，曾有过“东西五亿有九万七千里，南北亦五亿有九万七千

里”(《吕氏春秋》);“东极至于西极,二亿三万三千五百里七十步”,“北极至于南极,二亿三万三千五百里七十步”(《淮南子》)和“南北二亿三万一千五百里,东西二亿三万三千里”(《河图括地象》)等臆说,过分夸大了地球的规模。《五藏山经》说“天地之东西二万八千里,南北二万六千里”,又显然偏小。也是没有根据的。

亚里斯多得(公元前384—公元前322年)在其著作中曾引用一位数学家的计算数据,指出地球圆周长为40万斯台地亚(stadia)。斯台地亚为古希腊长度单位,约相当于0.16 km,据此换算,则地球圆周长64 000 km,也与事实相去甚远。

只有通过测量才能够获得地球大小的准确数据。首次进行这种测量的是埃拉托色尼(公元前284—公元前192年)。他测出亚历山大和塞恩(Syene,今埃及阿斯旺附近)夏至日正午太阳高度角相差7.2°,认为这一角度正是两地间的弧距。他根据两地的距离计算出地球圆周长非常接近40 000 km。但是,亚历山大和塞恩之间有2°30′经度差。作为测量依据的两地距离系根据商队路线估计,也不准确。所以,埃拉托色尼的计算结果与现代观测结果的近似只是一种巧合。然而他的方法无疑是一项创举。

公元723年,我国唐朝的僧一行(张遂)、南宫说等人分别在13个地方测量当地的地理纬度,测出经线1°弧长约相当于现在的132.3 km。这一结果显然偏大。

现在,人类对地球大小的测量已经相当准确。1975年9月,国际大地测量和地球物理联合会第18届全会推荐了一批有关地球大小的数据,其中,地球赤道半径 a 为 6 378 140 ± 5 m,极半径 c 为 6 356 755 ± 5 m,总面积 $5.1 \times 10^8 km^2$,总体积 $10\ 820 \times 10^8 km^3$,总质量 $5.98 \times 10^{27} g$。近年又报道了总体积 $10\ 833 \times 10^8 km^3$,总质量 $6.588 \times 10^{27} g$。在实际运用中,常常把与地球体积相等的正球体半径作为地球的平均半径,即6 371 110 m。地球的经线周长为40 008 548 m,赤道周长为40 076 604 m。

地球的巨大质量,使它能够吸着周围的气体,保持一个具有一定质量和厚度的大气圈。地球上的物体至少需有11.2 km/s的速度才能脱离地球,而大气中气体微粒的运动速度最快也只及上述数字的1/7。这就保证了地球的大气不致逸散。而如果地球没有现在这样大和这样的质量,就不可能有现在这样的大气圈。因而也没有海洋和河湖,没有风,也没有生物。地表平均温度将比现在低得多,温度较差将大得多,紫外线辐射将强得多……总之,我们的地球将呈现完全异样的景象。

第三节　地球的运动

人类不能感觉地球的运动,却能看到日月星辰绕地球旋转,因此,很容易产生地球静止不动居于宇宙中心的误解,于是地心说应运而生。亚里斯多得最早提出的地心说,经过托勒密(公元90—168年)在2世纪中叶加以系统化之后,曾风靡世界达1 500年之久。

天文学家哥白尼(1473—1543年)在其六卷巨著《天体运行论》中首先明确提出“地球是动的”。“行星旋转的中心不是地球而是太阳”,“地球不是宇宙的中心”,而“是围绕太阳旋转的一颗普通的行星”等新观点,从而建立了日心说。哥白尼认为,地球绕轴自转发生昼夜的交替,同时绕太阳公转,导致季节的变化。

通过布鲁诺(1546—1600年),开普勒(1571—1630年),伽利略(1564—1642年)和牛顿

(1642—1727 年)等许多杰出科学家的努力,日心说逐步取代了地心说。而 1781 年天王星的发现,1846 和 1930 年海王星和冥王星的发现,则使日心说在对地心说的斗争中最终取得彻底胜利。

一、地球的自转

太阳系是一个比较稳定的旋转系统。地球在太阳系形成过程中获得的一定的角动量主要分布在地球的自转、公转和地-月转动系统中。地球的椭球体形状与离心力的作用有关,而离心力又只在物体旋转时才可能产生,可见地球是旋转的。科学实验也证明了地球旋转的事实。

1851 年,傅科在实验中发现,钟摆平面在 49°N 的巴黎,每小时右偏 11°多,每 32 小时偏转一周(360°)。后来的研究表明,在极地摆动平面每小时偏转 15°,每 24 小时偏转一周。但在赤道上却不发生偏转。摆动平面是固定不变的,这种偏转就只能是视偏转,它说明不同纬度上的经线方向在不断变化,即地球自西向东旋转。在赤道上,经线的切线平行于地轴,因此它的方向不因地球旋转而变化。在两极,经线的切线与地轴相互垂直,因此它们的方向每天变化 360°,每小时变化 15°,与地球旋转角速度相同。摆动平面的视偏转与地球旋转方向相反,即在北半球向右或顺时针,在南半球向左或逆时针。

不同纬度上,摆动平面每小时偏转的角度 α 等于地球每小时自转的速度与所在纬度正弦的乘积,其公式为:

$$\alpha = 15 \times \sin\varphi$$

地球绕地轴旋转称为地球自转。自转一周的时间即自转周期,叫做一日。但由于观测周期采用的参考点不同,一日的定义也略有差别。如果取春分点为标准,则春分点连续两次通过同一子午面的时间,叫做一恒星日。如果取太阳为标准,则地球上同一地点连续两次通过地心与日心连线所需的时间,叫做一个太阳日。但是地球不但自转,还绕太阳公转,公转轨道又呈椭圆形,所以一年中的太阳日并不等长。一个平均太阳日为 24 小时。这是地球平均自转 360°59′的时间,其中 59′是地球公转造成的。所以,它比一个恒星日长 3 分 55.909 秒。

地球自转速度包括线速度和角速度两种。赤道上线速度最大,为 464 m/s,到 60°N 和 60°S 处几乎减少一半,到两极则为零。不同纬度的线速度 L 可用下式表示:

$$L = 464 \times \cos\varphi$$

自转角速度除两极点外,各地均为每日 360°,每小时 15°。

地球自转速度并不是永远固定不变的。据推测,在地球形成之初,自转周期仅有 4 小时。而现在已经计算出,距今 5 亿年前的寒武纪晚期,自转周期为 20.8 小时,至泥盆纪增至 21.6 小时,石炭纪 21.8 小时,三叠纪 22.7 小时,白垩纪 23.5 小时,始新世 23.7 小时,目前为 24 小时。我们知道,活的珊瑚每天分泌碳酸钙,形成躯壳上的细小日纹。现代珊瑚每年有 365 条日纹,而五六亿年前的珊瑚化石每年却有四百多条日纹。这就说明当时地球自转速度比现在快得多,即当时的一天比现在短。

地球自转速度并不是一直变慢,也有以变快为主的阶段,但减慢是主要趋势,而减慢的原因则是多种多样的。康德指出,月球和太阳引潮力造成的潮汐从东向西冲击地壳,而地球自转方向为自西向东,潮汐与地壳摩擦产生阻滞地球自转的力,将减慢地球自转速度。也有人认为地球自转速度减慢是太阳活动的影响和地球不断膨胀的结果。但是,地球自转速度变化的根本原因仍

然在地球内部。地球上比重大的物质在重力作用下不断向地心集中，据估计每秒钟有5万吨铁从地幔进入地核，这种运动将使地球自转加快；而火山爆发、岩浆活动等过程使地幔物质流向表表，当然也会引起自转速度的变化。

除了长期变化之外，地球自转还有季节变化。每年3～4月，自转速度最慢，8月最快。但季节性日长变化不超过0.5～0.6毫秒。自转的季节性变化可能与纬向风速、洋流和冰雪分布的季节变化有密切关系。它们影响地球质量分布与自转轴间的距离，从而影响转动惯量。当转动惯量增大时，转速将减慢；反之，转速将加快。

地球绕轴自转这一事实是确定地理坐标的基础，如果没有两个极点。就几乎不可能建立统一的地理坐标。地球自转的地理意义还表现在以下几方面：

1. 地球自转决定昼夜更替，并使地表各种过程具有昼夜节奏。地球不透明，任何时候太阳都只能照射地球的一半，使地表产生昼和夜的区别。如果地球只有公转而没有自转，那么昼夜更替周期将不是一日而是一年。在这种情况下，与地表热量平衡相联系的一切过程，都将发生和现在全然不同的变化。例如，巨大的昼夜温差将会引起十分强烈的风暴，过度的炎热和严寒将会造成生物的死亡，等等。但由于地球有自转，而且既不像金星那样慢，也不像木星那样快，昼夜更替适中，地表增温和冷却不超过一定的限度，生物才得以生存，其他许多过程才不朝极端方向发展。

2. 地球自转使所有在北半球作水平运动的物体都发生向右偏转，在南半球则向左偏。假设北半球任一点的地平面上有南北线 $N—S$ 和东西线 $W—E$，有四个物体从这两条线的交点 C 分别向 CN, CW, CS 和 CE 四个方向运动。由于地球自转的缘故，地平面按反时针方向旋转。因此，经过一定时间以后，南北线和东西线分别落到了 $N_1—S_1$ 和 $W_1—E_1$ 的位置(图1-5)，而四个物体按惯性规律力图保持其原来的运动速度和方向，从而向右偏离了地面的基线。

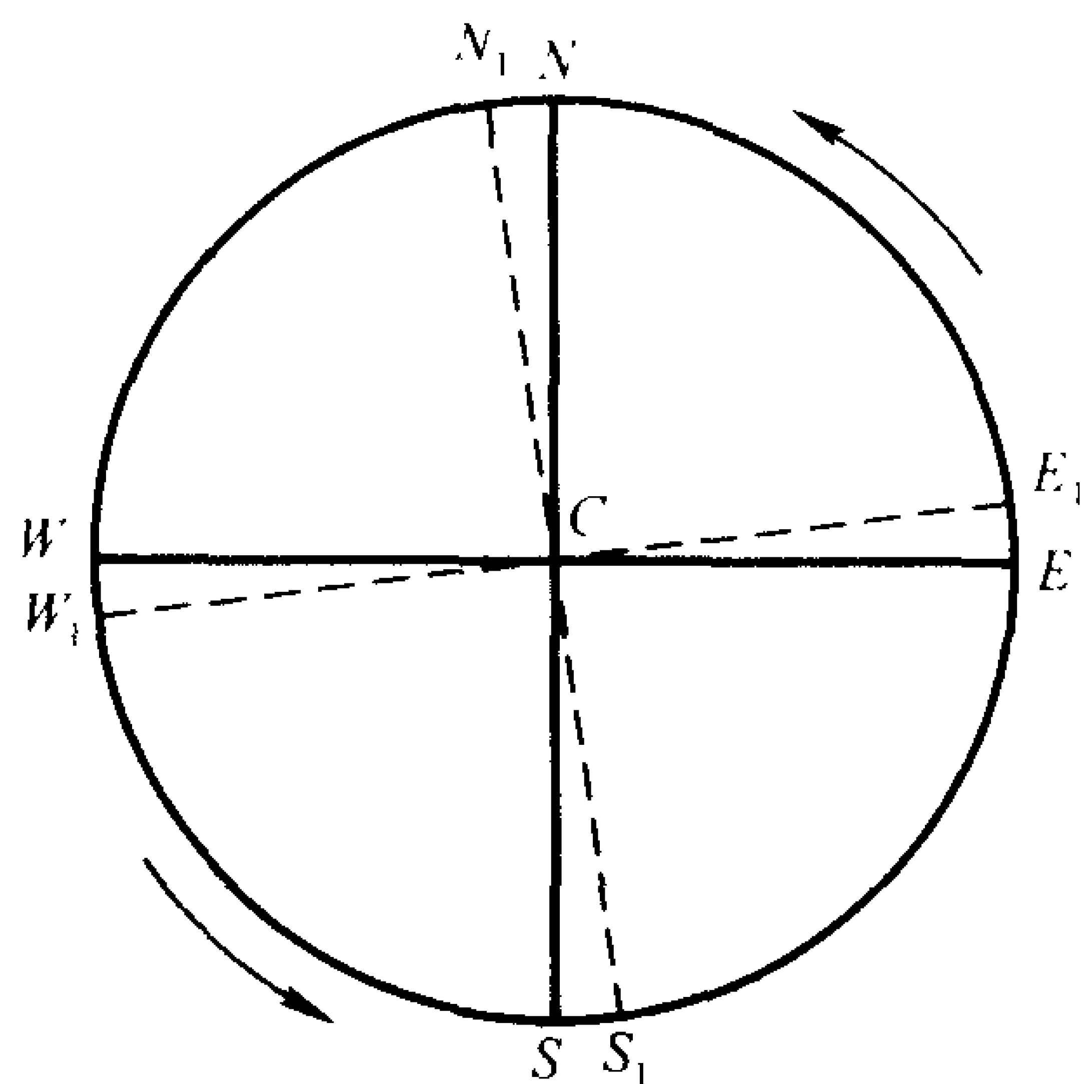


图1-5 运动物体的偏转

这一现象可以用地球自转的线速度来解释。物体自 C 点向北运动，是从线速度较大的纬度转移到线速度较小的纬度，由于惯性作用，它必然超越其出发点 C 的经线；向南运动时，情况正相反，它自线速度较小的纬度转移到线速度较大的纬度，落后于其出发点的经线，结果仍然是向右偏转。物体沿东西方向运动实际上是沿纬线的切线方向运动，即仍由高纬向低纬运动，故方向仍将发生偏转。

科里奥利首先发现地球自转情况下运动物体的偏转力，因此称为科里奥利力。科里奥利力 D 可用下式表示：

$$D = 2v\,\omega\sin\varphi$$

式中，v 为运动物体的速度；ω 为地球自转角速度；φ 为运动物体所在纬度。

地表某一点的角速度和纬度正弦值的乘积，只影响运动物体的方向，而不影响其速率；而运动物体的速度却决定着偏转力的大小。当物体静止不动，即 v 等于零时，偏转力也等于零。科里奥利力对气团、洋流、流水的运动方向和其他许多自然现象有着明显的影响，例如北半球河流多有冲刷右岸的倾向，高纬地区河流上浮运的木材也多向右岸集中。

3. 地球自转造成同一时刻、不同经线上具有不同的地方时间。一个地方的正午时候，距其

180°经度处却正当午夜。这说明地球表面每隔15°经线,时间即相差1小时。人们据此划定了地球的时区。全部经度360°,分为24个时区。以本初经线为中心,包括东西经各7°30′的范围为中时区。东西另外各15°经度为东一区、西一区;如此类推,至东西十二区,即以180°经线为中心的时区。这样,如中时区为正午,东一区为下午一时,而西一区则为上午十一时,东西十二区正在午夜。午夜是前一日与后一日的分界。在同一时刻,180°经线以东是前一日的结束,以西却是次一日的开始。经过国际协议,180°经线被定为国际日期变更线(日界线),但局部地段有所调整。例如在楚科奇海和白令海峡,日期变更线向东弯曲,使俄罗斯的弗兰格尔岛和楚科奇半岛与西伯利亚位于该线同一侧。在阿留申群岛,日界线又向西弯曲,使这个群岛之西部各岛与其他岛屿一起位于该线东侧。国际日期变更线在南太平洋也有局部东移,使得西萨摩亚、汤加、克马德克群岛、查塔姆群岛等180°经线以东的地区位于日界线以西。自西向东越过这条线,即从东半球进入西半球,应把日期减去一日;自东向西越过这条线,即从西半球进入东半球,则应把日期加上一日(图1-6)。

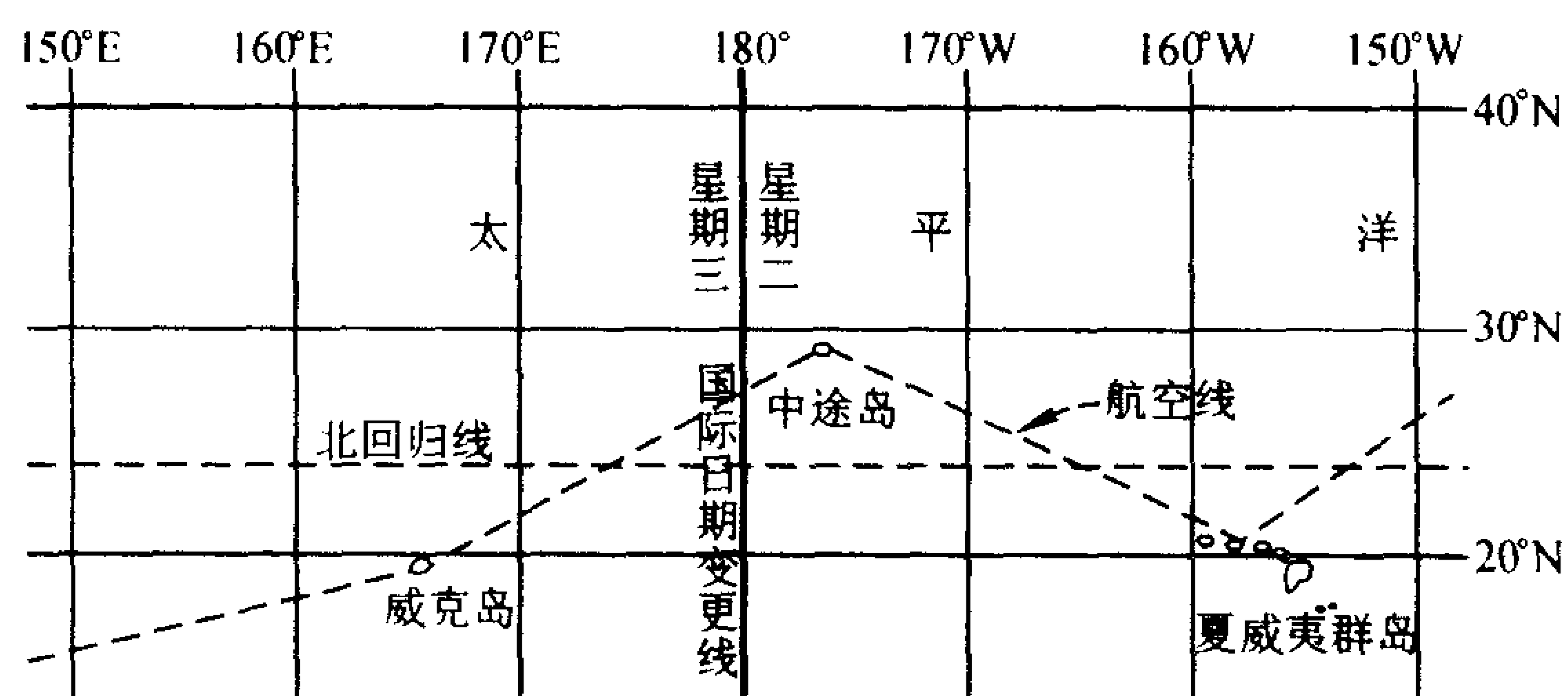


图1-6 国际日期变更线(据Finch等)

4. 月球和太阳的引力使地球体发生弹性变形,在洋面上则表现为潮汐。而地球自转又使潮汐变为方向与之相反的潮汐波,并反过来对它起阻碍作用。潮汐摩擦阻力虽然要40 000年才能使地球的一昼夜延长一秒,但对地球的长期发展却具有不可忽视的意义。

5. 地球的整体自转运动同它的局部运动,例如地壳运动、海水运动、大气运动等,都有密切的关系。大陆漂移、地震、潮汐摩擦、洋流等现象都在不同程度上受到地球自转的影响。

此外,当地球自转加快时,离心力把海水抛向赤道,可以造成赤道和低纬区的海面上升,而中高纬度区海面则相应下降。

二、地球的公转

地球按照一定的轨道绕太阳运动,称为公转,其周期为一年。"年"的时间也因参考点不同而有差别。地球连续两次通过太阳和另一恒星连线与地球轨道的交点所需的时间为365日6时9分9.5秒,称为一个恒星年。而连续两次通过春分点的平均时间为365日5时48分46秒,则称为一个回归年。

地球公转也是自西向东。从地球北极高空看来，地球公转和自转都如图 1－7 所示，呈反时针方向。实际上，围绕太阳旋转的绝大多数行星和几乎所有卫星都按同样方向运动。

地球轨道是一个椭圆，太阳位于椭圆的两焦点之一。椭圆的最长直径叫长轴，最短直径叫短轴。长短轴之差即为焦点距。1/2 焦点距与半长轴之比，称为椭圆偏心率。偏心率愈接近于零，椭圆即愈接近圆形。地球轨道偏心率约为 0.017 或 1/60。

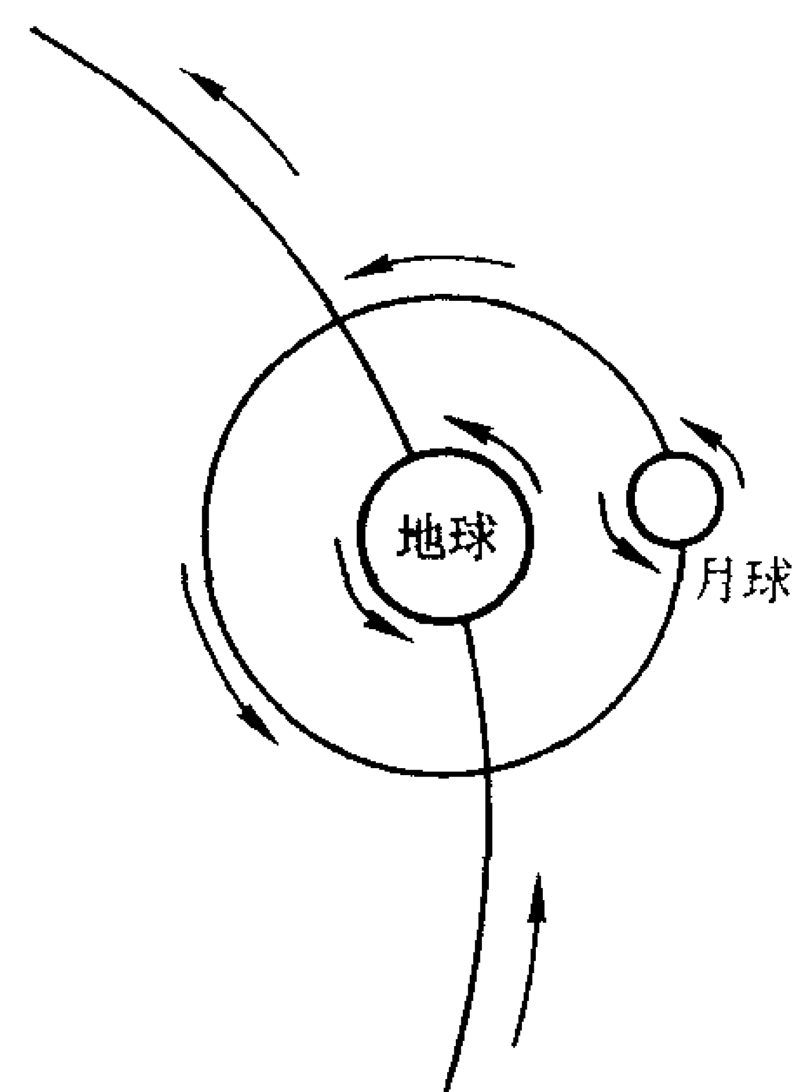


图 1－7　地球、月球的自转和公转方向（据 Strahler）

图 1－8 表示地球公转轨道。大致 1 月 3 日，地球最接近太阳，此位置称为近日点；大致 7 月 4 日，地球最远离太阳，此位置则称远日点。根据开普勒定律，在单位时间内，日地连线在地球轨道面上扫过的面积相等。所以，地球公转速度在近日点最大，在远日点最小。

地球轨道面是在地球轨道上并通过地球中心的一个平面。地轴并不垂直于这个轨道面，而是与之成 66°33′交角。这就是说，对地球轨道面而言，地轴是倾斜的（图 1－9）。太阳位于地球轨道面上，从地球上看来，太阳好像终年在这个平面上运动，这就是太阳的视运动。太阳视运动的路线叫做黄道，黄道所在的黄道面和地球轨道面是重合的。地轴与地球轨道面约成 66°33′交角，因而赤道面与黄道面的交角即黄赤交角为 23°27′。赤道和黄道面相交的两个点称为春分点和秋分点。地轴的倾斜方向固定不变，因此，太阳光只能直射地球上南纬 23°27′和北纬 23°27′之间的地方。地球绕太阳公转的结果，使太阳光线直射的范围在 23°27′N 和 23°27′S 之间作周期性变动，从而形成了四季的更替。

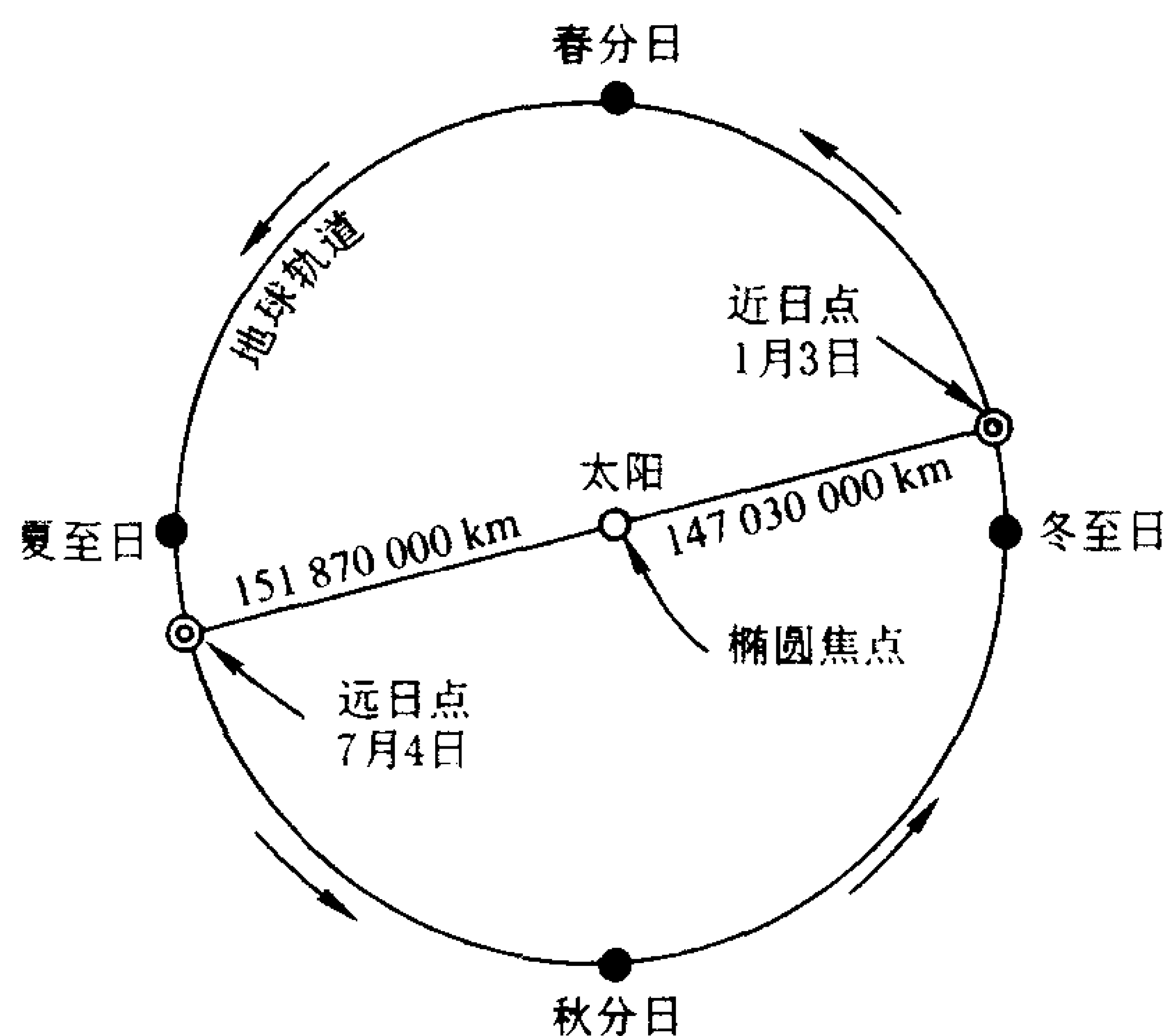


图 1－8　地球公转轨道　（据 Strahler）

在任何地点，太阳在天空的位置都以当地正午时为最高。太阳光线与地平面间的夹角称为太阳高度角。当太阳位于春分点和秋分点时，光线与地轴垂直。如图 1－10 所示，赤道上任一地点 B 的正午太阳高度角都是 90°。因为 X 角等于 X' 角，所以赤道以北 A 点的太阳高度角 50°等

于 90° - X，即是太阳光线与地平面南向的夹角。赤道以南 C 点的太阳高度角 34°，则是太阳光线

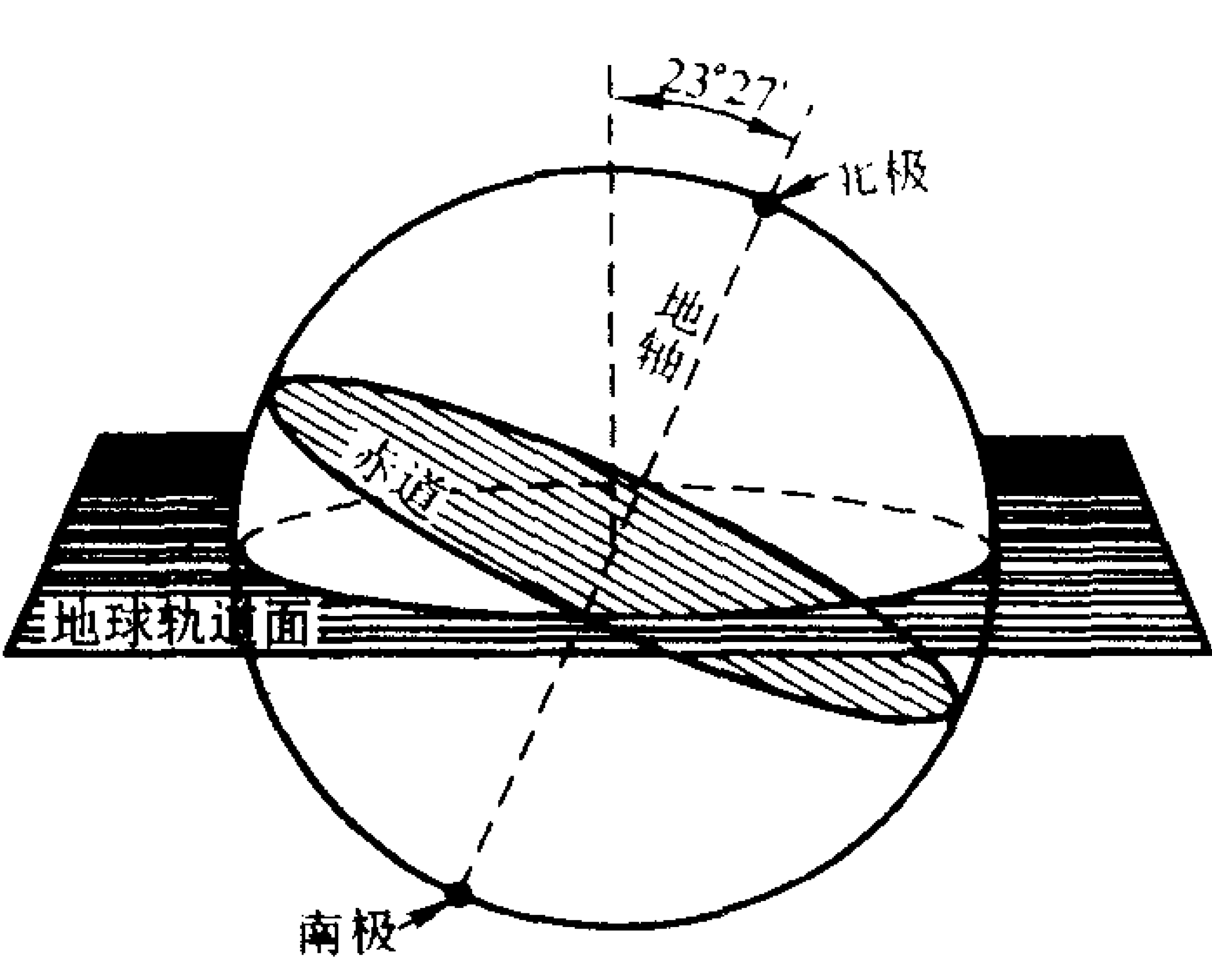


图 1－9 地轴的倾斜

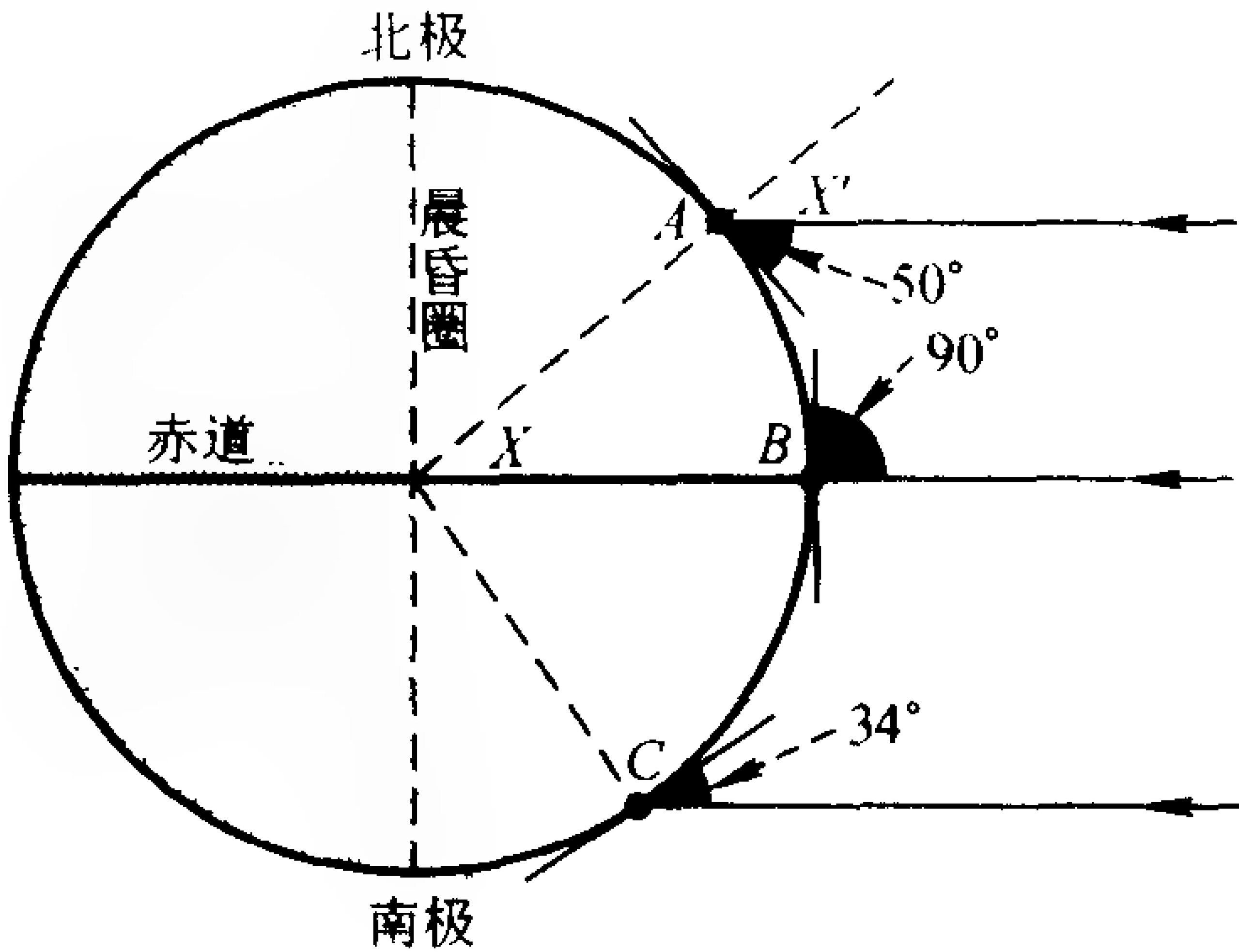


图 1－10 阳光与地轴

与地平面北向的夹角。

春分日(3 月 20 或 21 日)和秋分日(9 月 22 或 23 日)，太阳位于春分点和秋分点。由于阳光直射赤道，阳光照射圈即昼夜分界的晨昏圈，正好切过两极，而且所有纬线圈都被晨昏圈等分为二，因此南北半球各纬度上的白昼和夜晚长度都是 12 小时。

冬至日(12 月 22 或 23 日)和夏至日(6 月 21 或 22 日)的情况却有所不同。图 1－11 中的箭头示太阳光线，A 角为 53°N 的正午太阳高度角。冬至日，太阳直射 23°27′S 线即南回归线，切过南极圈(66°33′S)，南极圈内整日处于晨昏圈的向阳一侧，而北极圈内却处于晨昏圈的背太阳一侧，因而北半球夜晚比白昼长，南半球相反；愈向两极，昼夜长度愈悬殊。在赤道两侧的相应纬度上，昼夜相对长度恰好相反。北极圈内夜长 24 小时，南极圈内昼长 24 小时。而在南极，太阳整日位于地面以上 23°27′。

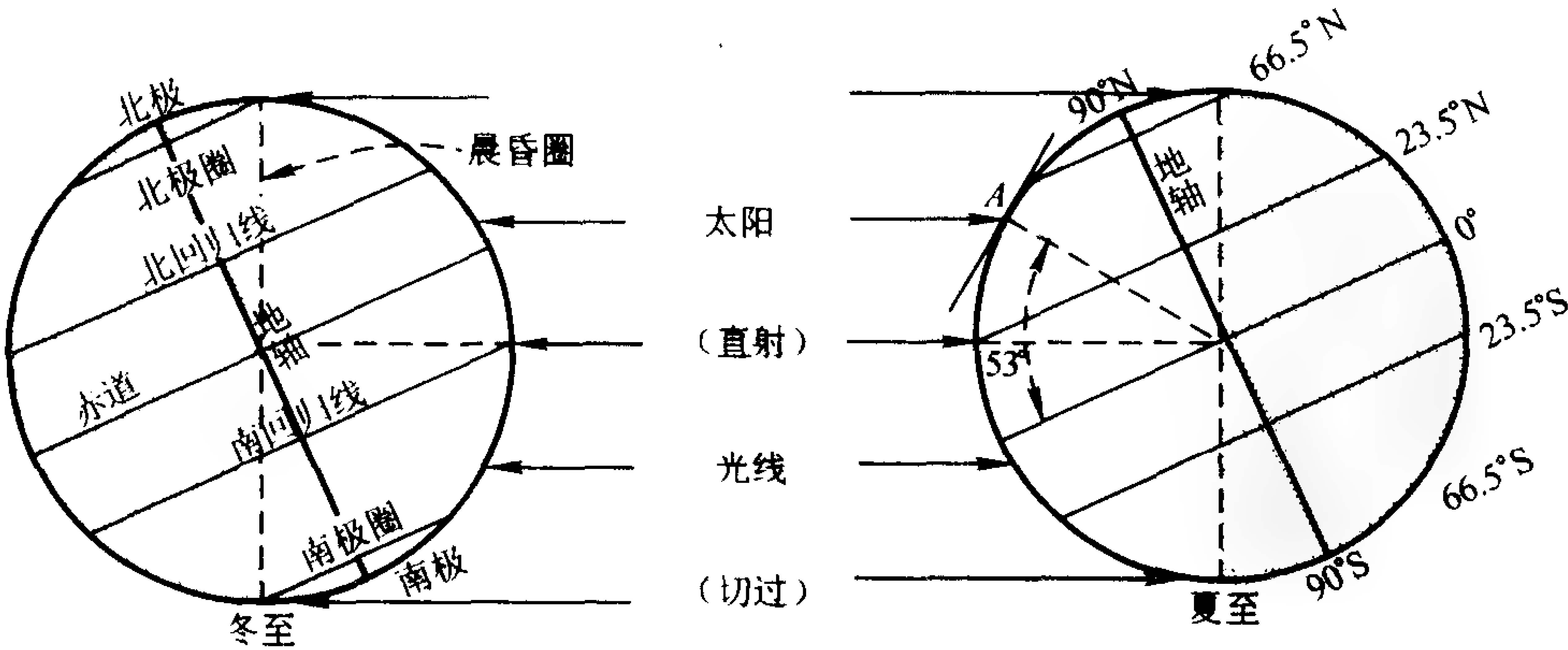


图 1－11 冬至与夏至

夏至日情况恰与冬至日相反，太阳直射 23°27′N 线即北回归线，切过北极圈(66°33′N)。北极圈内整日都在晨昏线向阳一侧，昼长达 24 小时；南极圈内却在背太阳一侧，夜长 24 小时；南半球夜晚比白昼长，北半球相反。赤道两侧的相应纬度上、昼夜相对长度也恰好相反。

黄道全圈分为360°,以春分点为起点计算,二分点与二至点与相邻点的角距都是90°。西方国家的天文学以春分到夏至为春季,夏至到秋分为夏季,秋分到冬至为秋季,冬至到春分为冬季。我国则将黄道全圈按15°划分,得到24个间距,称为二十四节气

三、岁差、章动和极移

月球和太阳对地球引力产生的力矩,使地球赤道面向黄道面趋近。由于地球不断自转,按照陀螺运动原理,自转轴必然绕黄道轴旋进,而黄赤交角保持不变。当地球自转轴旋进时,春分点西移,故地球自转不到一周即可两次经过春分点。这就是岁差。春分点每年西移50.256 4″。由此可知,地球自转轴旋进周期约为25 700年,也就是说,它每25 700年描绘出一个圆锥形(图1-12)

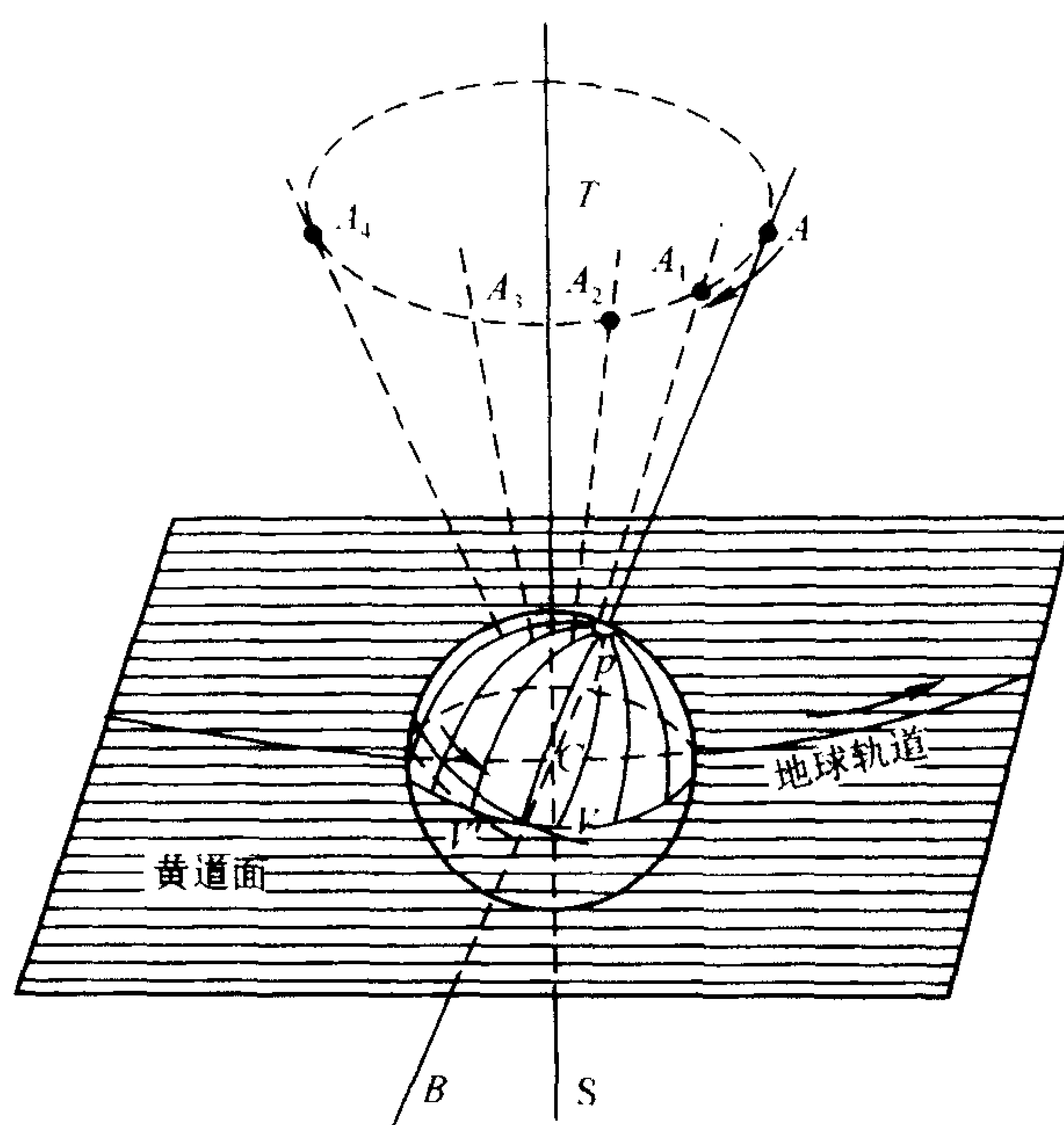


图1-12 地轴的旋进

但是,月球、太阳与地球的相对位置是不断变动的,因而引力方向也不断变化。太阳每年两次,月球则每月两次通过地球赤道面,这就在地轴旋进的平均位置上附加了一个短周期摆动,使地球自转轴在空间扫过的轨迹成为荷叶边形的锥面,而不是一般的圆锥面。附加在圆上的这种短周期摆动叫做章动。摆动的最大振幅只有9.206″,其主要部分的周期为18.6年。

地球的形状轴(对称轴)和自转轴并不重合,而形状轴和地面的交点才是真正的地极。自转轴以425~440天为周期绕形状轴旋转,产生振幅约0.1″~0.2″的摇摆运动。从真正的地极来看,地球自转轴大约在3m距离处,每14个月绕这个点旋转一周。而由于地球质量分布不均匀,真正的极点位置常常发生变化,因此自转轴又将围绕新极点旋转。这种现象就是极移。实际上也就是地球的自由章动,或者按发现者的名字,称为钱德勒章动。据研究,大地震与极移轨道的突然转折

在时间上相关。所以，地震很可能是造成这种摆动的重要因素。大气扰动也可能有一定影响。

第四节　地理坐标

一、纬线与纬度

地球南北极的连线是地球自转的轴线，即地轴。地轴的中点叫地心。通过地心并和地轴垂直的平面与地表相交而成的圆是赤道。赤道把地球分为北半球和南半球。所有与地轴垂直的面，都和地表相交而成圆，就是纬线，所有纬线都相互平行。赤道是最大的纬圈，由此向北或向南，纬圈半径都有规律地减小。按下列公式很容易求出不同纬度上经度1°的弧长 L：

$$L = 111.2 \times \cos\varphi (\text{km})$$

式中，φ 为当地纬度。

不同纬度上经纬线各1°的长度和面积见表1－3。

表1－3　经纬线每1°的长度和面积

纬　度	纬度1°长/m	经度1°长/m	经纬1°面积/km²
90	111 700.0	0.0	54.44
80	111 665.8	9 934.5	2 165.68
70	111 657.5	38 118.5	4 260.54
60	111 417.1	55 802.8	6 217.30
50	111 233.0	71 699.2	7 795.21
40	111 037.8	85 397.7	9 482.20
30	110 854.8	96 490.4	10 696.29
20	110 706.0	104 651.4	11 585.39
10	110 609.0	109 634.7	12 127.43
0	110 575.4	111 323.9	12 309 54

一地的纬度就是该地铅垂线对赤道面的夹角。赤道纬度为零度，由赤道向两极，各分为90°，北半球的称北纬，南半球的称南纬。但是，位于地心的夹角不可能直接测量，必须利用仪器进行间接测量。

为此，首先应了解关于天球的概念。从地球看来，那些极其遥远的天体似乎是嵌在一个很大的球体上，这个假想球体叫做天球。延长地轴线与天球相交的两点，就是天极。因为天球与地球的距离无穷大，所以，地球上的所有平行线都将在天球上相交。也就是说，地球表面任何一点与天极的连线都和地轴平行，而这条线与地平面的夹角，就等于该地铅垂线对赤道面的夹角，即该地的纬度。例如天北极位于地球北极正上空，地球北极的纬度为90°。赤道上与地轴平行的直线在天北极与地轴相交，但此线和地平面的夹角为零度，故赤道上的纬度为零度。实际测量时，在北半球通常以北极星的平均位置作为天北极，测出其高度角，就是各地的地理纬度。

二、经线与经度

所有通过地轴的平面，都和地球表面相交而成为圆，这就是经线圈。每个经线圈都包含两条相差180°的经线，一条经线则只是一个半圆弧。所有经线都在两极交会，所以经线都呈南北方向，长度也彼此相等。由经线和纬线构成的经纬网(图1－13)，是地理坐标的基础。

最初，经线的起始线并不统一。1884年经过国际协议，确定以穿过伦敦当时的格林尼治天文台的经线为本初经线，或称本初子午线，即经度的零度线。由此向东和向西，各分180°，称为东经和西经。东经和西经180°线是重合的，通常就把它叫做180°经线。由此可知，某一地点的经度，就是该地所在经线与本初经线之间的角距，亦即这两个经线平面在地轴上的夹角。经度是沿着纬线计算的。

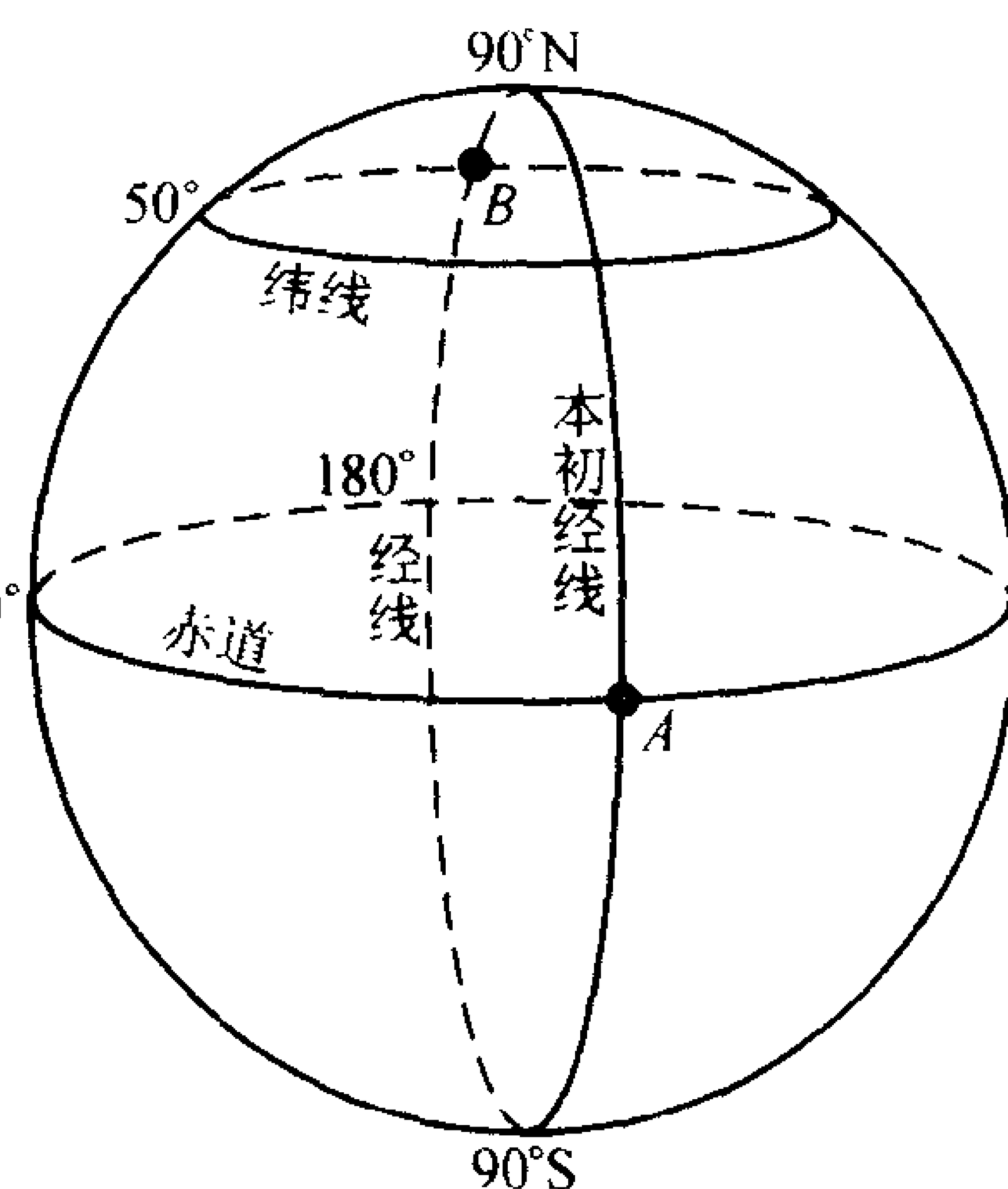


图1－13　经纬线

人们曾经长期凭借无线电信号来确定某个地方的经度。世界上许多电台每天多次报告格林尼治时间或电台所在时区的时间。根据测点的地方时间与格林尼治时间或另一已知位置的地方时间的差值，即可求出两者的经度差和该地点本身的经度。

但是现在情况已大大不同于过去。只要携带一套卫星地面定位仪，无论置身何地，都可以既快捷又准确地测定当地的经度、纬度乃至海拔高度。

第五节　地球的圈层构造

一、地球的圈层分化

数十亿年前，刚从太阳星云中分化出来的原始地球是一个接近均质的物体。主要由碳、氧、镁、硅、铁、镍等元素组成的各种物质没有明显的分层现象。地球圈层的分化过程同整个地球的温度变化过程密切相关。放射性元素的辐射能量在地球内部的积累，使那里的温度逐渐升高，因而物质具有可塑性，加上重力的作用，物质便发生分异，逐渐形成性质不同的圈层。

原始地球的铁元素因为温度超过了它的熔点而以液态出现。液态铁由于密度大而流入地心，首先形成地核。重物质向地心集中的同时发生压缩。压缩功转变为能量又使地球局部增温和熔化。而物质的对流还伴随着大规模的化学分离。最后，地球内部就分化为地核，地幔和地壳三个圈层。在上述分化过程中，地球内部的气体经过“脱气”形成了大气圈。地球原始大气主要由二氧化碳、一氧化碳、甲烷和氨组成。微生物出现后，即开始破坏岩石中的含氮化合物，并将氮释放到大气中。待到绿色植物出现，植物在光合作用中放出的游离氧对原始大气发生缓慢的氧化作用，使一氧化碳变为二氧化碳，甲烷变为水汽和二氧化碳，氨变为水汽和氮。光合作用持续进行，氧气又从二氧化碳中逐渐分离出来，最终形成了以氮和氧为主要成分的现代大气。

地球上的水主要是从大气中分化出来的。早期大气含有大量水汽。由于温度逐渐降低以及大气中含有大量尘埃微粒，一部分水汽便凝结成液态水降落到地面，然后汇聚在洼地中，形成原始水圈。彗星的冰物质陨落在地球表面，也成为水的来源之一。后来，由于水量增加和地表形态变化，原始水圈逐渐演变成为今天的由海洋、河流、湖泊、沼泽与冰川组成的水圈。

在原始地壳、大气圈和水圈中，早就存在着碳氢化合物。后来，原始生物出现了。它们逐渐扩展到海洋、陆地和低层大气中，形成了生物圈。

地球物理学、地球化学和其他地球科学已经获得了大量有关地球构造的知识。地球从外部边缘到地心的圈层构造，如表 1－4 所示：

表 1－4　地球的圈层

层　次	厚度/km	体积/$\times 10^{27}$ cm^3	平均密度/g/cm^3	质量/$\times 10^{27}$ g	质量/%
大气圈				0.000 005	0.000 09
水　圈	3.80	0.001 37	1.03	0.001 41	0.024
生物圈*					
地　壳	35	0.015	2.8	0.043	0.7
地　幔	2 865	0.892	4.5	4.054	67.8
地　核	3 471	0.175	10.7	1.876	31.5
全部地球	6 371	1.083	5.52	5.976	100.0

* 生物圈质量很小，并渗透于水圈、大气圈等圈层中。

二、地球的内部构造

根据对地震波在地下不同深度传播速度的差异和变化，地球固体地表以内的构造可以分为三层，即地壳、地幔和地核。

（一）地壳

地壳是指地表至莫霍洛维奇面之间厚度极不一致的岩石圈的一部分。地壳下部，地震波的传播速度发生突变，说明那里存在着一个界面。南斯拉夫莫霍洛维奇首先发现这个分界面，所以现在通称莫霍洛维奇面（莫霍面或 M 界面）。大陆地壳平均厚度为 35 km，但各地差异很大。我国青藏高原的地壳厚度达 65 km 以上。大陆地壳最表层为风化壳，其余则自上而下分为沉积岩层、硅铝层和硅镁层。沉积岩层是不连续的，其厚度一般约 4～5 km，少数地方可达 10 km。硅铝层化学成分主要是硅和铝，岩石组成主要为花岗岩和花岗闪长岩。硅镁层化学成分主要是硅和镁，由玄武岩质的岩石构成。海洋地壳厚度约 5～8 km，上部为疏松沉积物，中部为固结沉积物和玄武岩，下部为硅镁层。地壳体积仅占地球体积的 1%，质量只占 0.4%。

（二）地幔

莫霍面以下，深度为 35～2 900 km 的圈层，就是地幔。其体积占地球的 33%，质量占 68%，平均密度 3.8～5.6 g/cm^3。地幔分上下两层。上地幔深 35～1 000 km，主要由橄榄岩质的超基性岩石构成，除硅与氧外，铁、镁含量比地壳显著增加，铝则大大减少。上地幔上部大致在 60～250 km 深度间，放射性元素大量集中，温度超过物质熔点，物质处于熔融状态，成为岩浆的源地，

并有软流圈之称。岩浆侵入、火山喷发、地震、板块构造等一系列深刻影响地球表层地理环境的过程都由此发生。下地幔深 1 000 ~ 2 900 km，其下界为以美国地球物理学家姓氏命名的古登堡面。其组成物质除硅酸盐、金属氧化物及硫化物外，显著特点是铁、镍物质大量增加。地幔的压力和温度都大大高于地壳，上地幔约有 21 万个大气压，温度为 400 ~ 3 000℃；下地幔则有 150 万个大气压，1 850 ~ 4 400℃。

(三) 地核

2 900 km 深度以下至地心为地核，主要由铁、镍等致密物质构成，密度 9.5 ~ 13 g/cm³，体积与质量分别占地球的 16% 和 31.5%。温度高达 3 700 ~ 6 000 ℃，2 900 ~ 4 980 km为外地核，4 980 ~ 5 120 km 间有一个厚度为 140 km 的过渡层，5 120 km 以下则为内地核。一般认为外地核呈熔融态，而内地核却可能呈固态(图 1 - 14)。

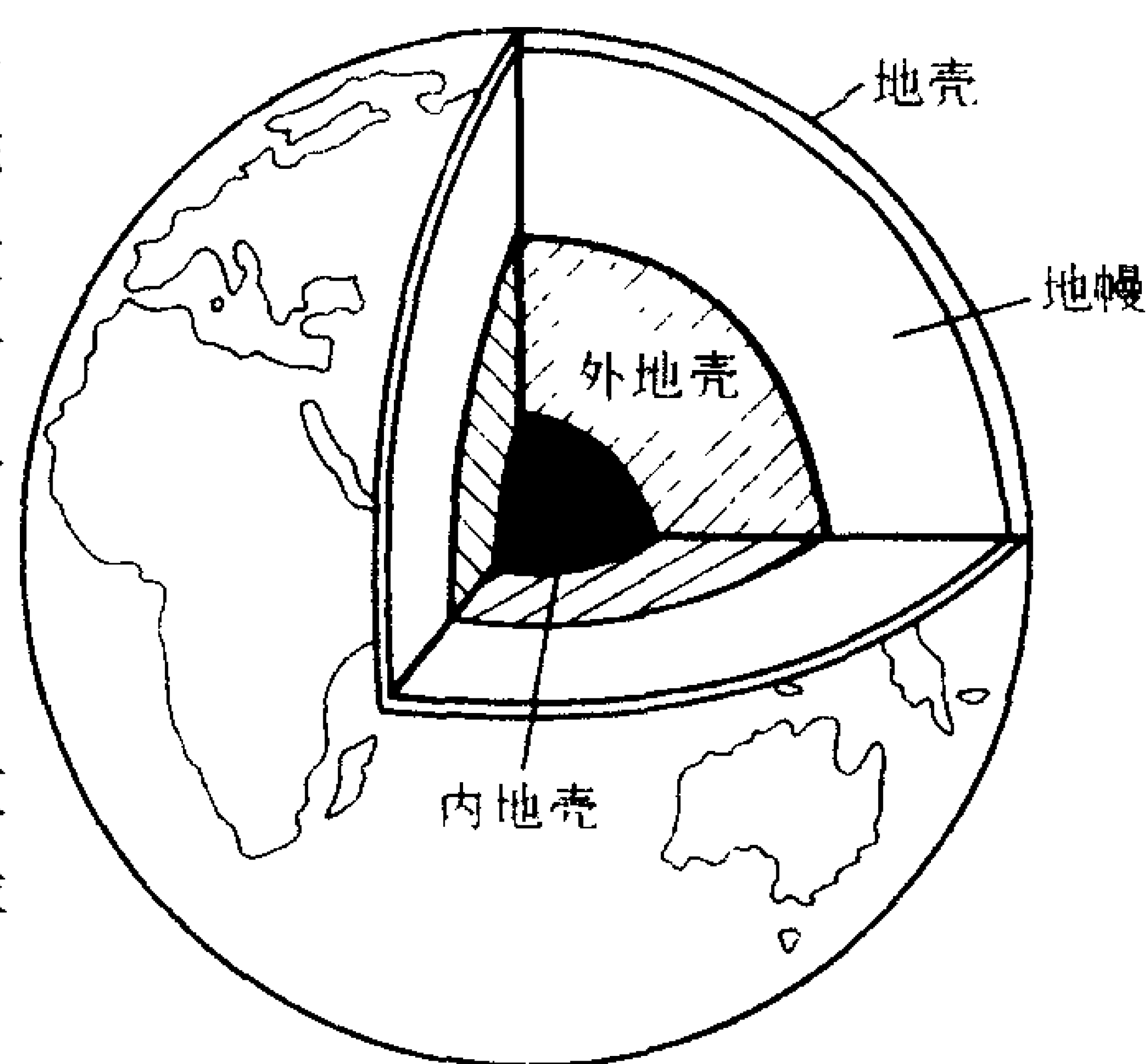


图 1 - 14　地球的内部构造

三、地球的外部构造

地球的外部构造包括大气圈，水圈和生物圈三个圈层。

(一) 大气圈

地球大气的主要成分为氮(78%)和氧(21%)，其次为氩(0.93%)、二氧化碳(0.03%)和水蒸汽等。此外还有微量的氖、氦、氪、氙、臭氧、氡、氨和氢。地球大气富含氮、氧都是生命活动的结果，而后者对于生命的进一步发展又有重要意义。太阳系其他行星的大气与地球大气成分有很大差别。水星大气相当稀薄，表面大气压小于 2×10^{-9}毫巴，主要成分为氦、氢、氧、碳、氩、氖、氙等。金星大气非常稠密，密度为地球大气的 100 倍，其中 97% 为二氧化碳，氮不超过 2%，水蒸汽为 1%，氧小于 0.1%。火星大气比较洁净，主要为二氧化碳，并含有 3% 的氮，1.5% 的氩，密度则只有地球大气密度的 1/100。相比之下，地球大气组成和密度的优越性显而易见，它无疑更适合生物包括人类的生存与发展。

(二) 水圈

水圈的主体是世界大洋，其面积占全球面积的约 71%。陆地上的湖泊、河流、沼泽、冰川、地下水，甚至矿物中的水都是水圈的组成部分。可见，水是地球表面分布最广泛的物质。同时，水也是地表最重要的物质和参与地理环境物质能量转化的重要因素。水分和能量的不同组合使地球表面形成了不同的自然带、地带和自然景观类型，水溶解岩石中的营养物质，为满足生物需要创造了前提。水分循环不仅调节气候、净化大气，而且几乎伴随一切自然地理过程促进地理环境的发展与演化。

(三) 生物圈

生物圈是指地球生物及其分布范围所构成的一个极其特殊、又极其重要的圈层。在地理环境中，生物圈并不单独占有任何空间，而是分别渗透于水圈、大气圈下层和地壳即岩石圈表层。生物圈的质量仅相当于大气圈的 1/300，水圈的 1/7 000，或上部岩石圈的 $1/10^6$。但由于生物在

促进太阳能转化，改变大气和水圈的组成，参与风化作用和成土过程，改造地表形态、建造岩石等许多方面扮演着重要角色，并且被视为各类自然景观的标志，其成为重要地理圈层之一的地位是无可置疑的

上述地球构造中的同心圈层，在分布上有一个显著的特点：在高空和地球内部，它们基本上是上下平行分布的；但在地球表面附近，各圈层却是互相渗透互相重叠的。这一特点赋予地球表面一系列独特的性质。地球表面这个特殊的圈称为地理圈或地理壳，是自然地理学的研究对象。

第六节　地球表面的基本形态和特征

一、海陆分布

地球表面明显地分为海洋和陆地两大部分。连续的广阔水体称为世界大洋，是海洋的主体。被海洋所环绕，并突出于海洋面以上的部分则称为陆地。大陆是陆地的主体；岛屿是陆地的组成部分。

在 $5.1\times10^8km^2$ 的地球表面积中，海洋面积 $3.61\times10^8km^2$，约占 71%；陆地面积 $1.49\times10^8km^2$，约占 29%。海洋与陆地的面积比约为 2.5:1，海洋占有明显的优势。这种情况至少在太阳系是独一无二的，故有的学者曾严肃地称地球为“水球”。

地表的海陆分布不均匀。以新西兰东南为中心，包括太平洋在内的半球，海洋占 90.5% 而陆地面积极小，因而有水半球之称。另外的半球以法国南特附近为中心，虽然名为陆半球，但陆地面积仅占 47.3%，仍然比水域小。从传统的南北两半球来看，陆地的 2/3 集中于北半球，占该半球面积的 39.3%，其中只有 20°～70°N 间陆地面积（约 $6.02\times10^7km^2$）略超过海洋面积（$5.22\times10^7km^2$）。在南半球，陆地只占总面积的 19.1%。其中的 30°～70°S，陆地只有 $7.30\times10^6km^2$，而海洋面积达 $1.048\times10^8km^2$。尤其是 50°～60°S 陆地只有 $2\times10^5km^2$，而海洋面积达 $2.51\times10^6km^2$，成为按纬度划分陆地面积最少的区域（图 1－15）。

有的学者很早就注意到了海陆分布的对蹠现象（antipodal）。如以四个古老陆地加拿大、西伯

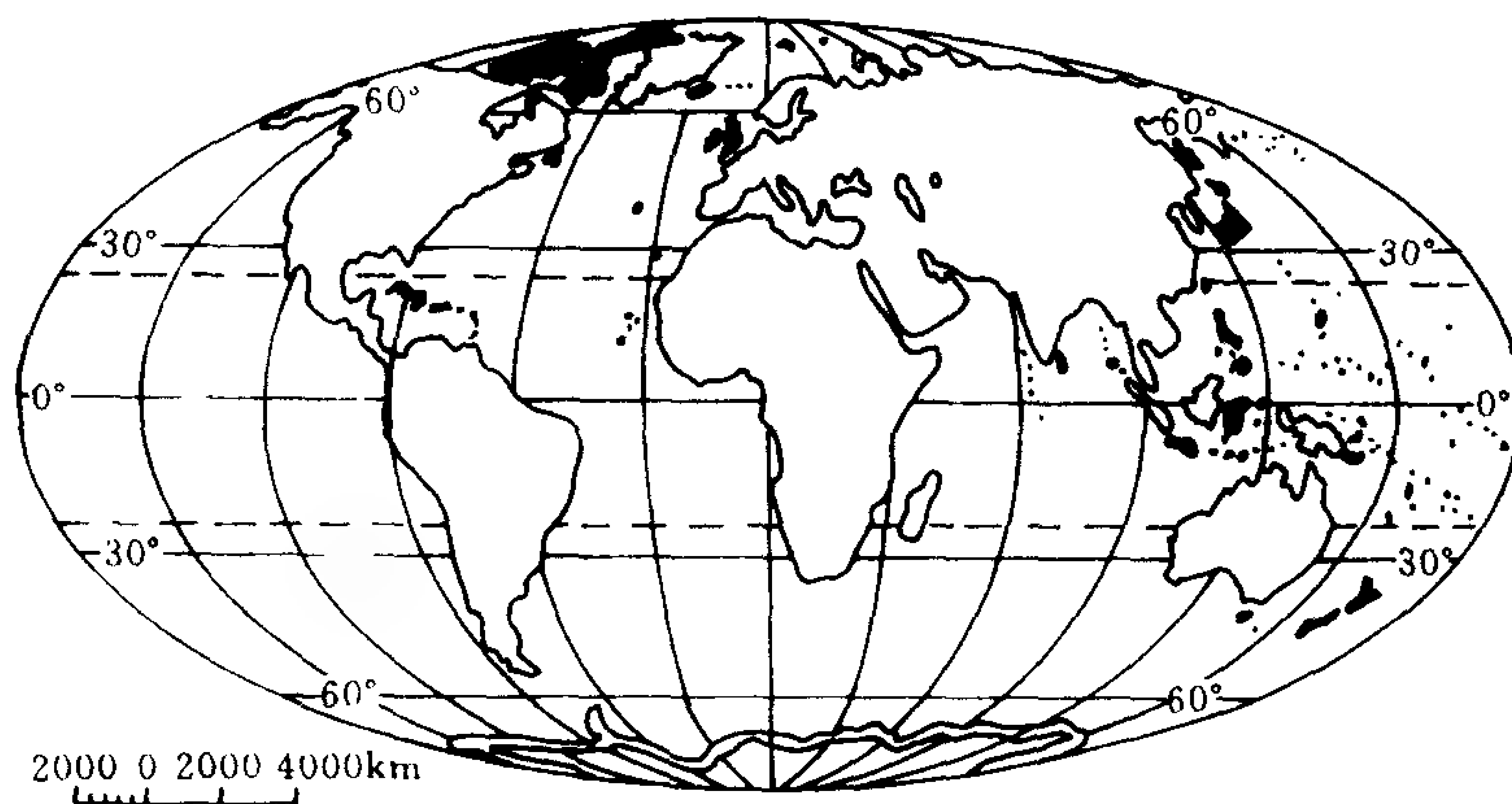


图 1－15　海陆分布

利亚、南极和欧洲做顶角作出一个四面体，则它们所对应的面分别为印度洋、大西洋、北冰洋和太平洋。实际上，大陆上任一点的对蹠点，95%以上可能是海洋。海陆对蹠分布是随机性的表现。

全球共有七个大陆，即亚洲、欧洲、非洲、北美洲、南美洲、澳大利亚和南极洲。亚洲大陆和欧洲大陆虽以乌拉尔山脉、乌拉尔河、里海、高加索山脉、博斯普鲁斯海峡、达达尼尔海峡为分界，但实际上它们是连在一起的整体，合称亚欧大陆。所以也可以说全球共有六个大陆。亚洲大陆与非洲大陆的分界线是苏伊士运河。北美与南美以巴拿马运河为界。澳大利亚和南极大陆各以自己的海岸线为界。各大陆面积及其占全球陆地面积和全球面积的百分比如下表：

大陆名称	面积/ $\times 10^4 km^2$	占全球陆地面积/%	占全球面积/%
亚洲大陆	4 480	29.8	8.7
非洲大陆	3 060	20.5	6
北美大陆	2 200	14.8	4.3
南美大陆	1 790	12	3.5
南极大陆	1 397	9.3	2.9
欧洲大陆	1 040	7	2.1
澳大利亚大陆	780	5.2	1.5

除南极洲外，所有的大陆都是成对的。例如北美和南美，欧洲和非洲，亚洲和澳洲。每对大陆分别组成一个大陆瓣。这些大陆瓣在北极汇合，形成大陆星(图1－16)。在星形投影图上，这一特点表现得尤其明显。每对大陆的南北两部分都被地壳断裂带所分开。这种断裂所在的海区深度比较大，具有众多的岛屿，并常有强烈地震和火山活动。

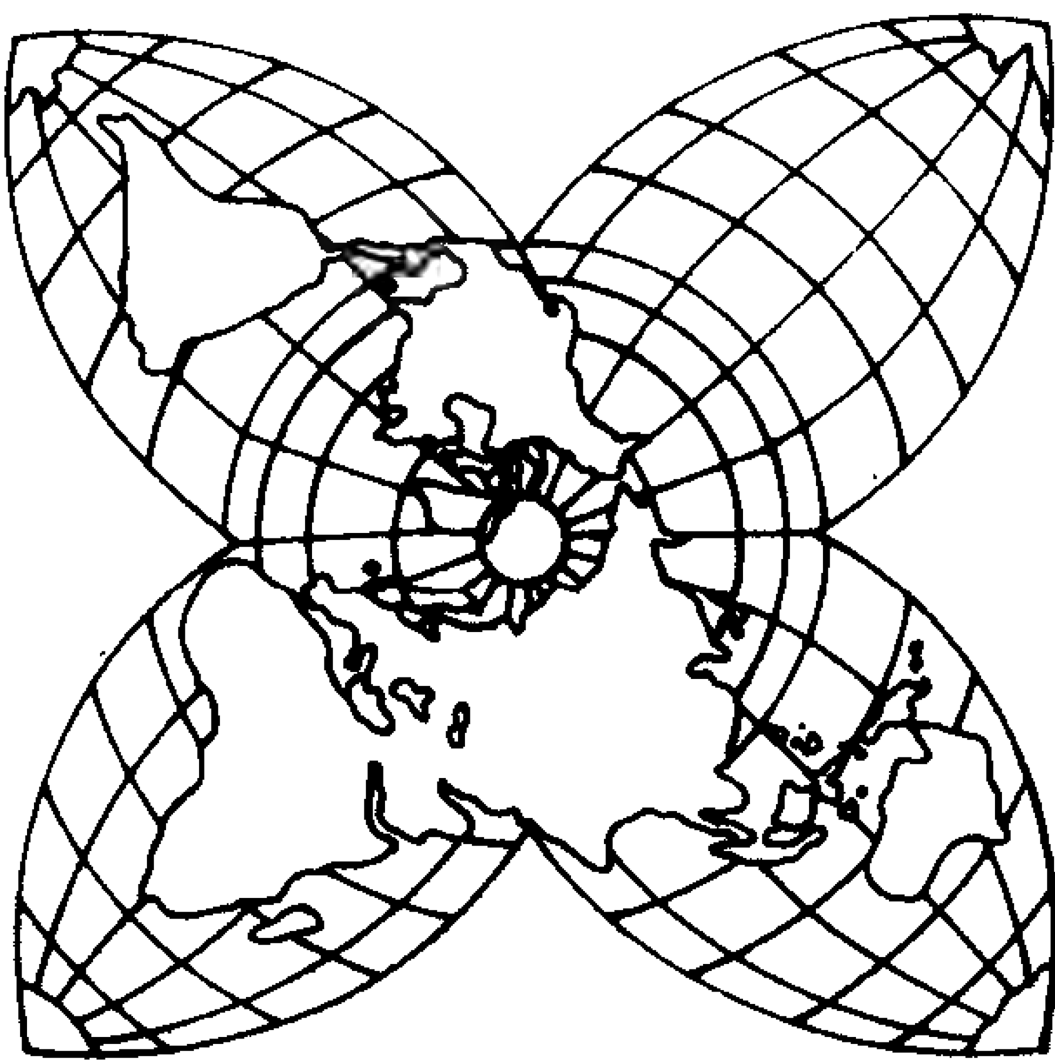


图1－16　大陆星

每个大陆的轮廓都是北部比较宽广，向南逐渐变窄，像一个底边位于北方的三角形。甚至南极大陆也可以称为三角形，其狭窄部分对着南美。

还应该指出，南半球各大陆西边都向里凹进，而东边则向外突出。非洲西海岸和南美洲东海岸在形态上具有明显的相似性。在1km深的大陆坡上把这两个大陆拼接起来，平均误差只有88km。用同样方法将南美、非洲、北美和格陵兰都拼接在一起，如将西班牙做一些转动，平均误差也不超过130km。拼接的结果给人一种强烈的印象：某些大陆似乎原来是连在一起，以后才分开的。板块学说的崛起和大陆漂移学说的复苏，已为这一问题提供了肯定的答案。

地球上的海陆分布形式对南北两半球的气候有很大的影响。南半球由于水面广阔，气候比较温和，普遍具有海洋性特征，温度变化幅度比北半球小8℃左右。

二、海陆起伏曲线

地球上各大陆的平均海拔高度和各大洋底部的平均深度差别很悬殊。南极洲平均海拔

2 263 m,历来被视为世界上最高的大陆。实际上它是由于地表覆有巨厚的冰盖所致。以裸露地表而论,亚洲大陆平均海拔最高(950 m),以下依次为北美(700 m)、非洲(650 m)、南美(600 m)、欧洲(300 m)等。显然,大陆面积愈大,其平均海拔愈高,面积和高度拟合曲线的相关系数可达0.9。这是泛对称现象作为一种普遍规律在海陆分布上的表现。太平洋平均深度达 4 300 m,是世界最深的海洋,其次为印度洋(3 897 m)、大西洋(3 626 m),而以北冰洋最浅(1 205 m),同样表现出泛对称性。地球上最高的山峰出现在最大的大陆上,最深的海沟分布于最大的大洋中,除表明地表具有复杂的起伏外,也表明了泛对称现象的普遍性。

为了形象地表示地球上各种高度和深度的对比关系,可以根据陆地等高线和海洋等深线图,计算各高度陆地和各深度海洋所占的面积或占全球总面积的百分比,绘出曲线,如图 1 - 17。这就是海陆起伏曲线。从图上可以一目了然地看出陆地面积小,且大部分在海拔 1 000 m 以下,平均海拔为 875 m;海洋面积大,大部分海区深度在 3 000 ~ 6 000 m,平均深度约 3 800 m。如用绝对数值表示图中的横轴线,就能很快读出每一高度或深度所占的面积。以百分比表示横轴、则可迅速读出不同高度或深度地区占全球面积的百分数。

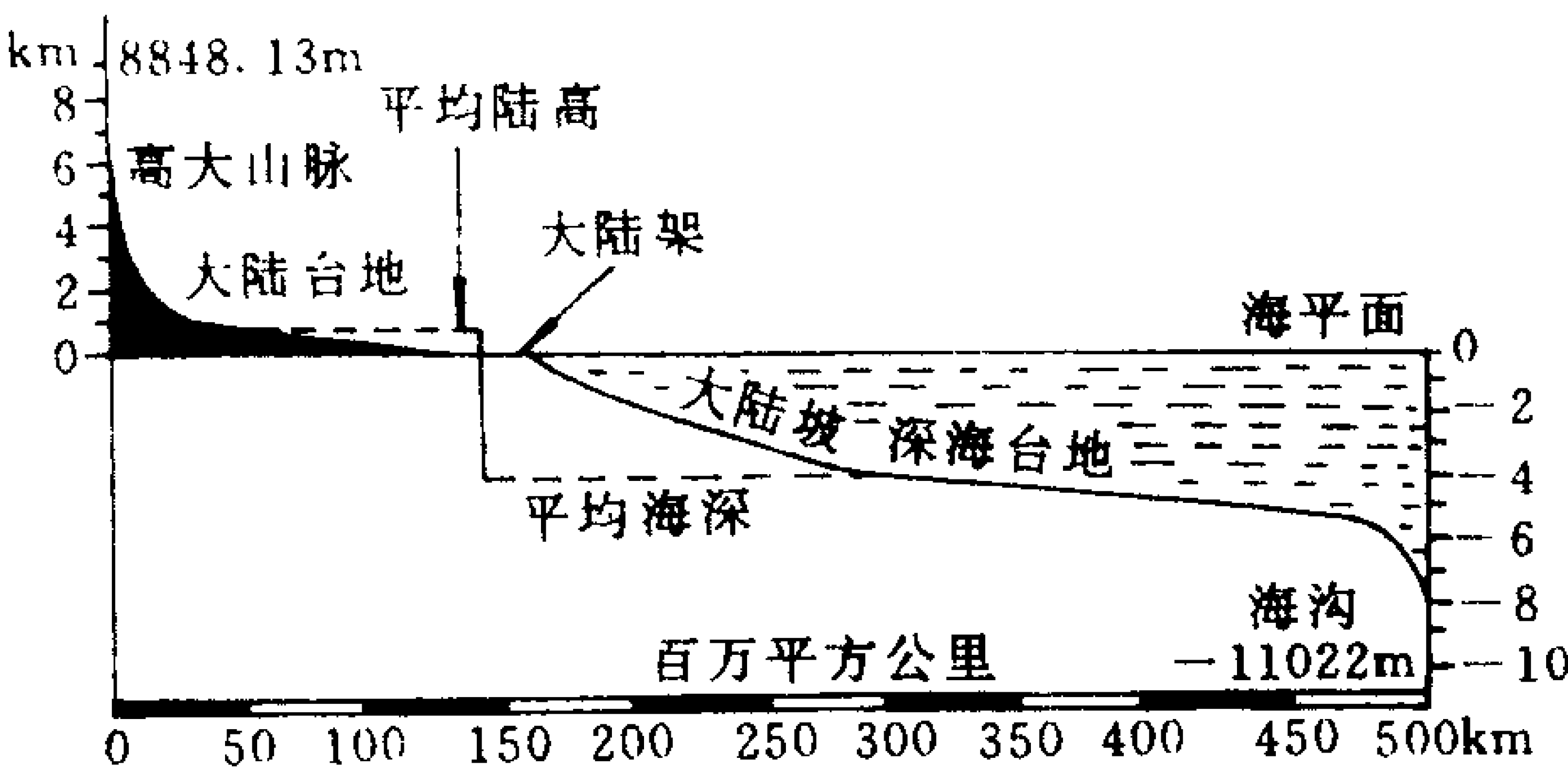


图 1 - 17　海陆起伏曲线

三、岛屿

同样被海洋所环绕,但面积远比大陆小的小块陆地,称为岛屿。实际上,不仅海洋中有岛屿,河流、湖泊,甚至水库中都可以有岛屿存在。海洋中的岛屿可以分为大陆岛和海洋岛两类:

1. 大陆岛　位于大陆附近并在地质构造上与相邻大陆有密切联系。大陆岛本来是陆地的一部分,由于大陆的某些部分发生破裂或沉陷而被海水所淹没,使之与大陆分离,形成了岛屿。但其基础仍固定在大陆架或大陆坡上。例如马达加斯加岛、斯里兰卡岛、科西嘉岛、新地岛、格陵兰岛、我国的台湾岛和海南岛。许多大陆岛常成列分布在大陆外围,形成弧形列岛,亚洲大陆东岸的弧形列岛是最典型的例子。

2. 海洋岛　面积比大陆岛小,与大陆在地质构造上没有直接联系,也不是大陆的一部分。海洋岛又可按成因分为火山岛和珊瑚岛两类。

(1) 火山岛:火山岛由海底火山喷发形成。火山喷发首先形成海底火山,多次喷发使海底火山逐渐增高,最终露出海面成为火山岛。火山岛面积不大但地势高峻,主要分布在太平洋西南部、印度洋西部和大西洋中部。夏威夷岛是最著名的火山岛,它的基础位于深达 4 600 m 的海底,而最高处又高出海平面 4 166 m。1973 年 1 月火山爆发形成的、位于冰岛以南大西洋中的一

座火山岛，是世界上最年轻的岛屿。

（2）珊瑚岛：珊瑚岛是由珊瑚礁构成的岩岛。其分布与气候条件关系密切。热带、亚热带浅海暖水中生长的珊瑚死亡后，残骸堆积下来，新珊瑚又在其上繁殖。这种珊瑚残体，以 35～335 年1 m的速度增高，最后露出海面，即成为珊瑚礁。珊瑚礁可以分为岸礁、堡礁和环礁三种。岸礁紧连大陆或岛屿的海岸；堡礁与陆地之间隔开一条水带；环礁呈近似圆环状，但通常有缺口与海洋相通，环礁中间是平静的礁湖。

澳大利亚东岸的大堡礁是世界上规模最大也最著名的珊瑚礁，沿海岸分布，南北长达 1 900 km，东西宽约 2～150 km；落潮时露出水面，涨潮时大半被淹没。

我国南海诸岛如东沙群岛、中沙群岛、西沙群岛和南沙群岛都是珊瑚岛。

四、地球表面的基本特征

前面提到地球各圈层在地表面附近相互渗透和相互重叠这一特点，赋予地球表面一系列独特的性质，这些基本特征可以概括为以下六个方面：

1. 太阳辐射集中分布于地表，太阳能的转化亦主要在地表进行。高空大气只能吸收小部分太阳辐射，而大部分太阳辐射到达地球表面后，只能穿透很小的厚度。因此太阳辐射主要在地表发生转化，并对地表的几乎所有自然过程起作用。地球表层是一个远离平衡状态的有序开放系统。正是太阳辐射的输入和输出平衡对于维特这个系统的有序性起着主要作用。

2. 固态、液态、气态物质同时并存于地表，使海洋表面成为液－气界面，海底成为液－固界面，陆地表面成为气－固界面，而沿岸地带成为三相界面。各界面上的物质相互渗透，三相物质相互转化，形成多种多样的胶体物质和溶液系统。

3. 地球表面具有其特有的、由其本身发展形成的物质和现象，如生物、风化壳、土壤层、粘土矿物、沉积岩、各种地貌形态，等等。这些表成物质乃是地球表层这一有序系统的负熵增长表现。

4. 相互渗透的地表各圈层之间，进行着复杂的物质、能量交换和循环，如水循环、地质循环、化学物质循环等，并且在交换和循环中伴随着信息的传输。地表物质、能量转化过程的发展强度及速度都远比地球其他各处大，表现形式也更复杂多样。

5. 地球表面存在着复杂的内部分异。诚然，分异过程在高空和地球内部也都存在，但分异程度远不及地表强烈。地球表面的地域内异在水平和垂直方向上都有表现。分异的结果是形成不同等级的自然综合体即自然区域。

6. 地球表面是人类社会发生、发展的环境，尽管随着科学技术的发展，人类已有可能潜入深海或上升至宇宙空间，但地表仍然是人类活动的基本场所。

很明显，这里所说的地球表面，具有一定的厚度，更确切的名称应为地球表层。而现代的地球表层乃是地球历史发展的产物。地球历史发展具有不断增加其有序性的趋势，其“记忆”痕迹是在外界输入发生变化的情况下，系统本身的不可逆变化留下的记录。地球表层的记忆痕迹是多种多样的，包括矿物和岩石、岩层、地质构造、地貌、土壤形态剖面、生物形态和解剖特征、化石和残余生物种、古地磁、同位素组成比例等。可以根据这些记忆痕迹的排列组合关系重建系统的发展史和阐明其空间结构的演变过程。

主要参考书

1. Arthur N Strahler, *Pysical Geography*, John Wiley & Sons, 4th. ed 1975.
2. J. A. Jacobs. *A Textbook on Geonomy*, Adam Hilger 1974.
3. Otto Struve, *Elementary Astronomy*, Oxford University press, 1959.
4. Carl K, Seyfert & Leslie A Sirkin *Earth History and Plate Tectonics*, Harper & Row, 1973.
5. C. B. 卡列斯尼克.普通地理学原理.北京:地质出版社,1957.
6. 王维.地球的形状——人类对它认识的历史.北京:科学出版社,1982。
7. J.H.塔奇.地球的构造圈.北京:地质出版社,1984.
8. 弗兰克·普内斯等.地球.重庆:重庆出版社,1990。

第二章 地 壳

地壳是地球硬表面以下到莫霍面之间由各类岩石构成的壳层，在大陆上平均厚度为 35 km，在大洋下平均厚 5 km。青藏高原尤其是其南部边缘山系喜马拉雅山无疑是全球地壳最厚的地区(65～70 km) 喀尔巴阡山系、科佩特山脉和地中海造山带也是地壳很厚的地区。

地壳由沉积壳、花岗质壳层与玄武质壳层组成。沉积壳体积为 9.4×10^8 km^3，约占地壳体积的10%或地球体积的 0.1%。平均厚度 1.8 km，大部分位于大陆(5.0×10^8 km^3)及大陆边缘(1.9×10^8 km^3)，只有小部分位于大洋区(2.5×10^8 km^3)，后者约占沉积壳体积的 28%。

只有很小一部分地壳作为物质基础参与自然地理环境的组成。但毫无疑问，整个地壳甚至地壳－地幔物质构成的"地球构造圈"(J.H.塔奇)的活动对自然地理环境的形成与发展都具有重大的影响。而大约占地球硬表面 10%的大洋中脊、火山活动区、岩浆活动带等所谓没有地壳的地幔暴露区，更不能被排除于自然地理环境之外。

第一节 地壳的组成物质

一、化学成分与矿物

(一) 化学成分

在 108 种已知化学元素中，自然界存在 92 种，并有 300 余种同位素。1924 年，F.W.克拉克与华盛顿依据来自世界各地的 5 159 个岩石样品首次测定了 16 km 厚度内地壳中的 63 种化学元素的平均重量百分比即元素的丰度，所获数值后来被命名为克拉克值(表 2－1)。其后半个世纪中，一些学者重新测定后对克拉克值进行了修正，但除碳的排序后移外，其余主要元素丰度并没有大的变化。克拉克值表明氧与硅两元素共占地壳总重量的 74%左右，铝、铁、钙、钠、钾、镁 6 元素共占 24%上下，即八大元素的丰度共占 98%，其他所有元素不超过 2%，许多元素的丰度仅在 $n\cdot10^{-6}$，$n\cdot10^{-7}$，甚至 $n\cdot10^{-11}$以下，例如金和铂均在 $n\cdot10^{-9}$量级，银则在 $n\cdot10^{-8}$量级。高丰度元素的地球化学行为对地壳的矿物组成将发生积极影响。

表 2－1 地壳中主要元素的克拉克值

元素		O	Si	Al	Fe	Ca	Na	K	Mg	Ti	H	P	C	Mn	S	Ba
重量%	1.	46.71	27.69	8.07	5.05	3.65	2.75	2.58	2.08	0.62	0.14	0.13	0.094	0.090	0.052	0.05
	2.	46.60	27.72	8.13	5.00	3.63	2.83	2.59	2.09	0.44	0.14	0.12	0.03	0.10	0.05	
	3.	46.30	28.15	8.23	5.63	4.15	2.36	2.09	2.33	0.57	0.15					

1. 克拉克与华盛顿；2. 据 B.马逊；3. 据刘英俊

（二）矿物

矿物是单个元素或若干元素在一定地质条件下形成的具有特定理化性质的化合物，是构成岩石的基本单元。自然界中单质矿物为数极少，而化合物构成的矿物则占绝大多数。大部分矿物为晶质固体，亦有少数呈液态和气态，如自然汞、石油与天然气。晶质矿物因化学成分不同，结晶构造及几何形态也不相同，但成分相同的物质因形成环境有别也可有不同的结晶构造与外形，如金刚石与石墨。矿物只能在与其形成环境相近的条件下保持其稳定性，从形成环境转移到地表环境时将发生变化，形成相应的次生矿物。

气体升华，液体或熔融体直接结晶、胶体凝固，以及固体再结晶作用是自然界矿物形成的四种主要方式。

矿物的形态、光学性质与力学性质，既是矿物的特征，也是鉴别矿物的依据。矿物单体形态有一向的柱状或针状，两向延伸的板状和片状，三向等长的立方体、八面体等；集合体形态有纤维状和毛发状；鳞片状；粒状和块状。坚实集合体称为致密块状，疏松的则称土状。放射状、簇状、鲕状和豆状、钟乳状、葡萄状、肾状和结核状等，都是特殊形态的集合体。

矿物光学性质包括透明度、光泽、颜色及条痕。透明度分透明与不透明两类。光泽分金属光泽、半金属光泽与非金属光泽三类，后者又分金刚光泽、玻璃光泽、油脂光泽与松脂光泽、丝绢光泽、珍珠光泽、土状光泽等。颜色由矿物化学成分与内部结构决定，如黄铜矿、孔雀石、辉钼矿分别呈铜黄、翠缘和铅灰色。条痕是锐器割划矿物后其粉末的颜色。

矿物的力学性质包括硬度、解理、断口、弹性等。矿物的硬度通常采用摩氏硬度计确定，分十级测定其相对硬度，而以滑石、石膏、方解石、萤石、磷灰石、正长石、石英、黄玉、刚玉与金刚石分别作为硬度 1～10 的代表矿物。解理是指矿物受外力作用沿一定结晶方向分裂为解理面的能力。分极完全解理、完全解理、中等解理、不完全解理和极不完全解理五级。断口是矿物受打击后形成的断裂面，主要有贝壳状、参差状、锯齿状、平坦状四类。此外，一些矿物如云母薄片和石棉纤维具弹性，绿泥石与滑石具有弯曲后恢复原状的挠性，自然铜、金、银等具有金属键的矿物还具有延展性，可被锤击成薄片或拉长成细丝。

（三）主要造岩矿物与常见矿物

在已知的 3 000 余种天然矿物中，硅酸盐类与其他含氧盐类各占 1/3，而重量分别占 75% 和 17%，可见上述两类矿物是地壳的主要造岩矿物。其他氧化物、氢氧化物、硫化物及硫酸盐、卤化物与自然元素共占矿物种类的 1/3 和地壳重量的 8%。

1. 主要造岩矿物　包括石英、钾长石、斜长石、云母、角闪石、辉石和橄榄石七种。

石英(SiO_2)　发育单晶并形成晶簇，或为致密块状、粒状集合体，无解理、晶面具玻璃光泽，贝壳状断口为油脂光泽，硬度 7，比重 2.65，质纯者称为水晶，无色透明。含杂质者分别呈不同颜色　各类岩石中都较常见。

长石　包括钾长石 $K[AlSiO_3O_8]$、钠长石 $Na[AlSiO_3O_8]$ 和钙长石 $Ca[Al_2SiO_2O_8]$ 三个基本类型及总称斜长石的、由钠长石与钙长石按不同比例混合形成的多种过渡性产物，如更长石、中长石、拉长石、培长石等。其共同特征是单晶体呈板状，白色或灰白色，玻璃光泽，硬度 6.0～6.5，比重 2.61～2.65，有两组近似正交的完全解理。钾长石单晶多呈柱状肉红色，玻璃光泽，硬度 6，比重 2.54～2.57，两组完全解理相互垂直　各类岩石中均常见。

云母　白云母 $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$ 单晶体为短柱状或板状、集合体为鳞片状，具平行片

状极完全解理、薄片无色透明、珍珠光泽，硬度2.5—3.0。黑云母$K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$特点与白云母相近，惟颜色随含铁量增加而变暗，多呈棕褐色或黑色。为酸性岩浆岩、砂岩和变质岩组成者。

普通角闪石$(Ca,Na)_{2-3}(Mg,Fe,Al)_5(Si,Al)_2O_{22}(OH,F)_2$ 单晶体为长柱状或针状，暗绿至黑色，玻璃光泽，硬度5~6，具两组平行柱状中等至完全解理，性脆，常见于中酸性岩浆岩和某些变质岩中。

普通辉石$(Ca,Na)(Mg,Fe,Al)_2[(Si,Al)_2O_6]$ 成分与角闪石相似，但多Fe，Mg而无OH，单晶体为短柱状，集合体为粒状，绿黑色或黑色，玻璃光泽，硬度5.5—6.0，解理与角闪石相近但交角更大，常见于基性、超基性岩浆岩。

橄榄石$(Mg,Fe)_2[SiO_4]$ 粒状集合体，浅黄绿至橄榄绿色，颜色随铁含量增加而加深，玻璃光泽，硬度6~7，性脆，不完全解理，为基性、超基岩浆岩的重要组成矿物。

此外，常见矿物还有石墨C，黄铁矿FeS_2，黄铜矿$CuFeS_2$，方铅矿PbS，闪锌矿ZnS，赤铁矿Fe_2O_3，磁铁矿Fe_3O_4，褐铁矿$Fe_2O_3 \cdot nH_2O$，萤石CaF_2，方解石$CaCO_3$，白云石$CaMg[CO_3]_2$，孔雀石$Cu_2[CO_3](OH)_2$，硬石膏$Ca[SO_4]$，石膏$Ca[SO_4] \cdot 2H_2O$，磷灰石$Ca_5[PO_4]_3(Fe,Cl)$，以及大量硅酸盐矿物，各种粘土矿物。

二、岩浆岩

造岩矿物按一定的结构集合而成的地质体称为岩石，依据其成因可分为岩浆岩、沉积岩和变质岩三大类。岩浆是来自上地幔的高温熔融状物质，主要成分为硅酸盐、金属硫化物、氧化物和部分挥发物。当其沿岩石圈破裂带上升侵入地壳时，冷凝结晶形成侵入岩；喷出地面则迅速冷却凝固形成火山岩或喷出岩。

（一）岩浆岩的矿物组成

依据矿物组成的差别，岩浆岩可分为四类。

1. 超基性岩　二氧化硅含量小于45%，多铁、镁而少钾、钠，主要矿物为橄榄石和辉石，代表岩石为橄榄岩。

2. 基性岩　二氧化硅含量为45%~52%，主要矿物为辉石、钙斜长石，亦有少量橄榄石和角闪石，代表性岩石为辉长岩、玄武岩。

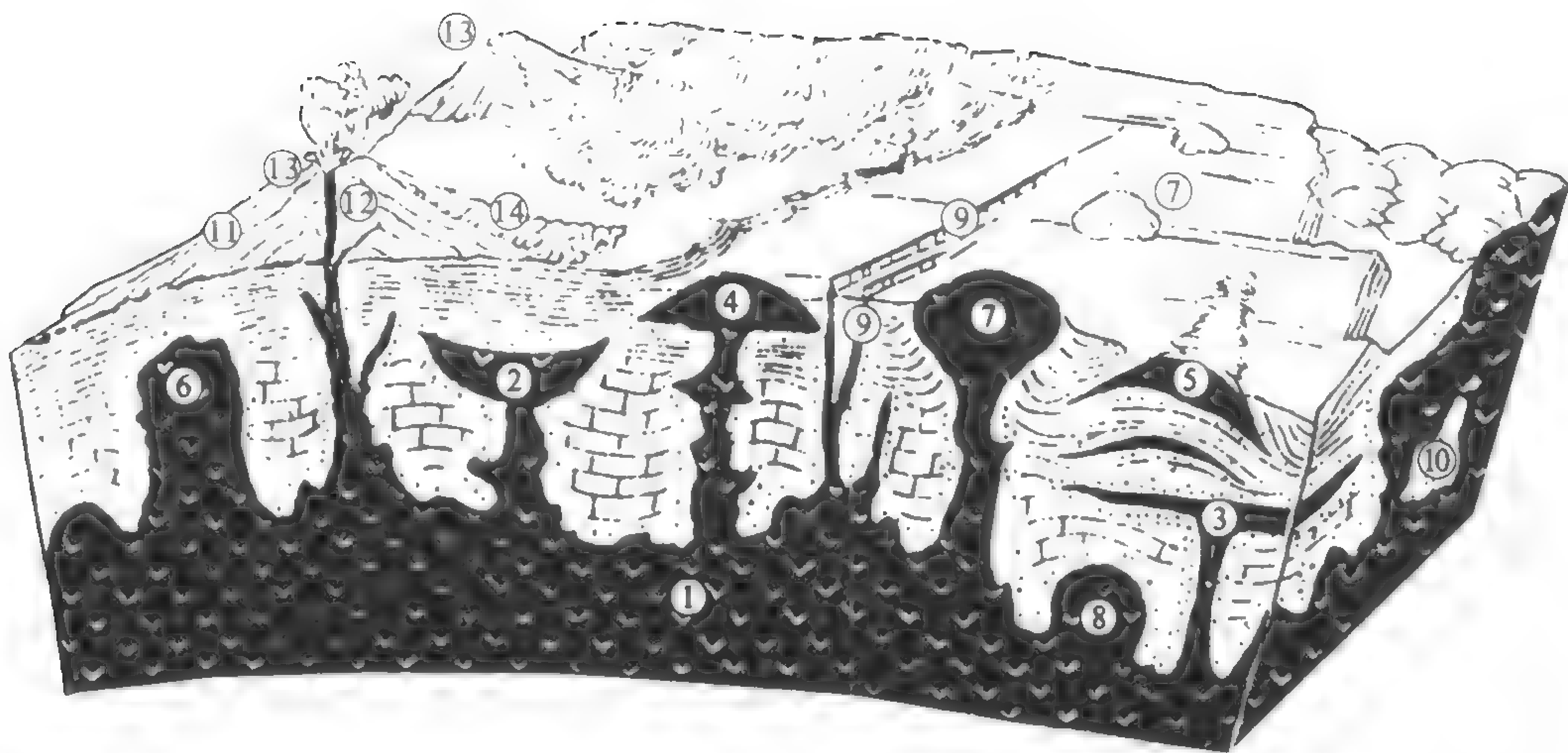
3. 中性岩　二氧化硅含量52%~65%，主要矿物为角闪石与长石，兼有少量石英、辉石、黑云母等，代表性岩石为闪长岩、安山岩、正长岩与粗面岩。

4. 酸性岩　二氧化硅含量65%以上，多钾、钠而少铁、镁，主要矿物为长石、石英和云母，代表性岩石为花岗岩与流纹岩。

（二）岩浆岩的产状、结构与构造

地壳中的岩浆岩体有不同形状和规模，与围岩的接触关系、形成时的深度与构造都有差别，因而产状各异。岩浆喷出地表形成喷出岩，在地壳深处冷凝形成深成侵入岩，在浅层冷凝则形成浅成侵入岩。依据岩体形状及与上覆岩层的关系，可分为整合侵入体（如岩盆、岩盖、岩床、岩鞍）与不整合侵入体（如岩株、岩瘤、岩脉）两类（图2-1）。

岩浆岩中矿物的结晶程度、集合体形状与组合方式也因形成条件与产状不同而各异。上述



侵入岩

① 岩基：一种形体庞大的岩体，表面常达 100 km^2 左右。延长方向常与上覆岩层褶皱轴走向一致。花岗岩体常呈岩基产出。② 岩盆：盆状侵入体，整合侵入。层状辉长岩常呈岩盆产生。③ 岩床：层状侵入体，整合侵入。基性岩常呈岩床产出。④ 岩盖：中心较厚、底部平整的盖状侵入体，整合侵入。⑤ 岩鞍：位于背斜或向斜鞍部的侵入体，整合侵入，规模较小。⑥ 岩株：树干状侵入体，不整合侵入，出露面积不大。⑦ 岩浆底辟：岩体近球状，穿透上覆岩层，不整合侵入。⑧ 岩瘤：瘤状侵入体，大小与岩株相近。⑨ 岩脉：又名岩墙，直立或倾斜的板状侵入体，不整合侵入。⑩ 捕虏体：岩浆侵入时捕获的围岩碎块，形状大小不一，多残留于岩体边缘。

喷出岩

⑪ 火山锥：火山熔岩和火山碎屑在火山口周围堆积的锥状体，大小不一。为中心式喷发建造。⑫ 火山颈：火山喷发时，岩浆的通道，为熔岩和火山碎屑充填后形成柱体。⑬ 火山口：火山喷发岩浆冲出地表时的出口，其下为火山颈。多为一漏斗状凹地，深浅大小不一，深度可数百米，直径可以从几百米至 1 000 m 左右。⑭ 熔岩流：从火山口或火山裂隙流出的岩浆流，冷却后形态多样。⑮ 熔岩被：岩浆向四方流布，大面积覆盖地面后冷凝而成，多为基性岩浆形成。

图 2－1　侵入岩体与喷出岩体产状示意图

特征充分反映在岩石的结构与构造上。常见的岩浆岩结构包括喷出熔岩因快速冷却，不及结晶而形成的玻璃质结构；熔岩内较慢冷却形成的隐晶质结构；岩浆在地下缓慢冷却充分结晶而成的显晶质结构，又分细粒、中粒、粗粒和伟晶结构；冷却速度先慢后快，先形成粗大晶体即斑晶，后形成细粒或微粒晶体即基质从而形成的斑状结构。

岩浆岩的构造主要有：(1) 因矿物排列无定向而形成的块状构造；(2) 矿物成分、结构、颜色、粒度杂乱排列或分布不均匀而形成的斑杂构造；(3) 保留熔岩流动形迹，矿物与气孔定向排列而致的流纹构造；(4) 气体逸出后残留的气孔构造；(5) 喷出岩气孔被次生矿物充填而形成的杏仁状构造。

（三）岩浆岩的主要类型

前已述及，依据化学成分与矿物组成，岩浆岩可分为酸性、中性、基性和超基性岩四类；依据其结构、构造与产状又可分为深成岩、浅成岩和喷出岩三类。综合两种分类即得出综合的分类（表 2－2）。例如，花岗岩是由显晶等粒的长石、石英和少量云母组成，具块结构的深成酸性岩

类；流纹岩则为与其组分相同，但结构构造有别的喷出岩。

表 2-2　岩浆岩分类简表

产状、构造		典型结构 ＼ 主要矿物成分 ＼ 岩类与 SiO_2 含量	酸性岩 SiO_2 > 65%	中性岩 SiO_2 65% ~ 52%		基性岩 SiO_2 52% ~ 45%	超基性岩 SiO_2 < 45%
			含石英	很少或不含石英			无石英
			正长石为主		斜长石为主		无或很少长石
			暗色矿物以黑云母为主，约占10%	暗色矿物以角闪石为主，约占20% ~ 45%		以辉石为主，约占50%	橄榄石、辉石含量达95%
喷出岩	渣块状 气孔状 杏仁状 流纹状	玻璃	火山玻璃：黑曜岩、浮石等				
		隐晶 斑状	流纹岩	粗面岩	安山岩	玄武岩	—
浅成岩	斑杂状	伟晶 细晶	脉　岩：伟晶岩、细晶岩、煌斑岩				
	块状	斑状	花岗斑岩	正长斑岩	闪长斑岩	辉绿玢岩	—
深成岩	块　状	显晶 等粒	花岗岩	正长岩	闪长岩	辉长岩	橄榄岩 辉　岩
岩　石　颜　色			浅色（带红）	中色（带灰）	暗色（带绿黑）		
岩　石　比　重			2.5 ~ 2.7	2.7 ~ 2.8	2.9 ~ 3.1	3.1 ~ 3.5	

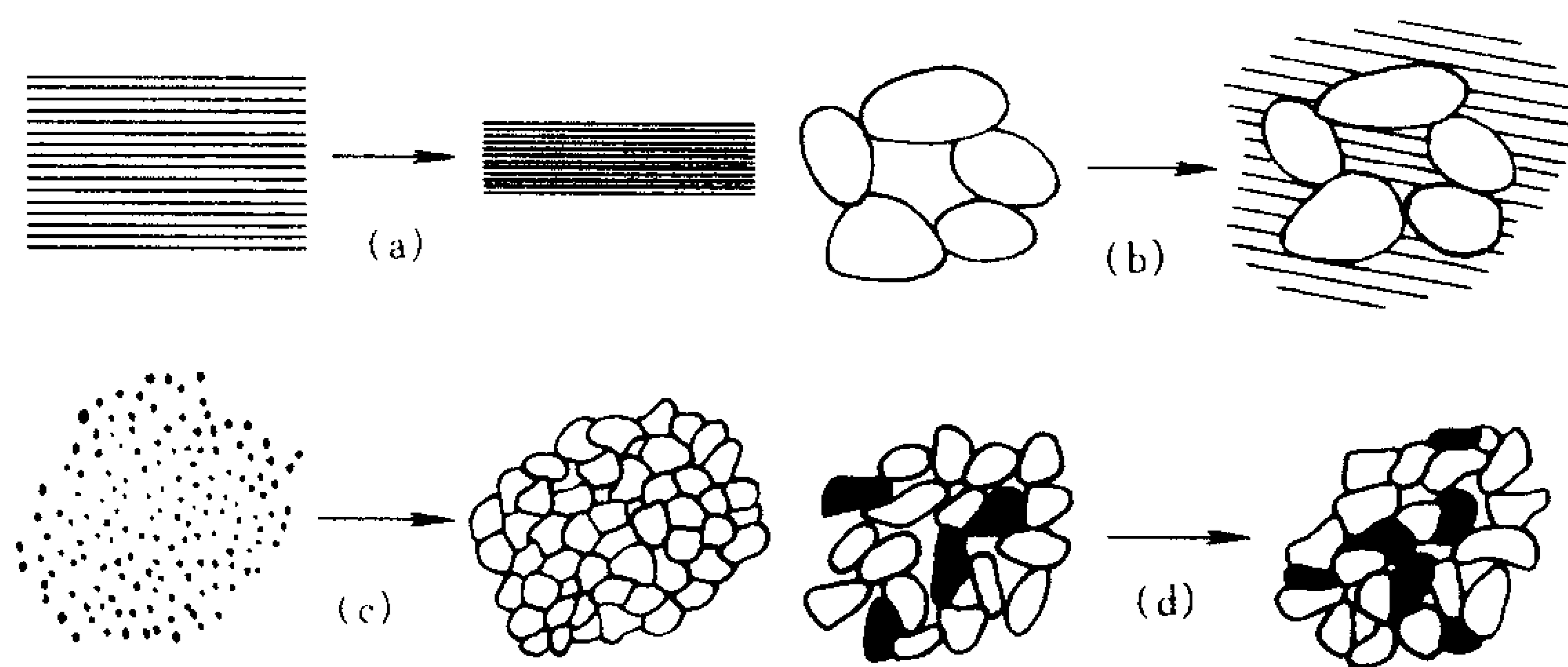
三、沉积岩

沉积岩是由成层堆积于陆地或海洋中的碎屑、胶体和有机物质等疏松沉积物固结而成的岩石。其成岩过程大致如下：原有沉积物不断被后续沉积物覆盖而与上层水体隔离，有机质在厌氧环境中分解产生各种还原性气体，碳酸基矿物溶解为重碳酸盐，某些金属元素的高价氧化物还原为低价硫化物，软泥中水的矿化度增加，介质由酸性氧化环境变为碱性还原环境，沉积物重新组合形成新的次生矿物，胶体脱水陈化为固体，碎屑物经压缩、胶结作用固结为岩石。若埋藏很深，还可产生压溶、交代与重结晶作用，使晶体变粗和岩体进一步压固（图 2-2）。

先成岩石风化产物、火山喷发沉降物、生物成因的各种有机物，甚至宇宙尘，都可成为沉积物的物质来源。故沉积物依据其成因与性质可分为以下三类：(1) 碎屑沉积物如砾、砂、粉砂和粘土；(2) 化学沉积物如氧化物、硅酸盐、碳酸盐、硫酸盐、卤化物等；(3) 有机沉积物如泥炭、珊瑚礁等。

（一）沉积岩的基本特征

沉积岩具有层理，富含次生矿物、有机质，并有生物化石。层理是指岩石的颜色、矿物成分、粒度、结构等表现的成层性。层纹相互平行者为水平层理，表明其形成于较平静的水域，层纹相互交错，局部倾斜或呈弧形者为交错层理。可能形成于河流、三角洲或滨海环境。层的界面即是层面。相邻两界面间岩层厚度大于 1 m 的称为块层，1 ~ 0.5 m 为厚层，0.5 ~ 0.1 m 为中厚层，0.1 ~ 0.01 m 为薄层，< 0.01 m 则是微层。



a. 压固作用；b. 胶结作用；c. 重结晶作用；d. 新矿物生长

图 2-2　固结成岩作用的几种途径（引自夏邦栋等，1992）

沉积岩具有碎屑结构与非碎屑结构之分。通常情况下沉积岩由岩石碎屑、矿物碎屑、火山碎屑及生物碎屑等构成，其中包括砾（粒径 > 2 mm）、砂（2 ~ 0.05 mm）、粉砂（0.05 ~ 0.005 mm）和泥（ < 0.005 mm）等不同粒级的物质。各粒级沉积物使沉积岩具有砾状结构、砂状结构、粉砂状结构或泥状结构。同时，碎屑颗粒分布的均匀与否表现为分选性强弱，磨损程度不同表现为圆度差异（圆、次圆、次棱、棱状），也都是碎屑结构的特征。化学沉积物与生物化学沉积物不具碎屑结构而分别有类似岩浆岩的晶质结构以及生物构架结构。

沉积岩层面呈波状起伏，或残留波痕、雨痕、干裂、槽模、沟模等印模，或层内出现锯齿状缝合线或结核，均属沉积岩的原生构造特征。

（二）沉积岩的主要类型

1. 碎屑岩类　主要指母岩风化碎屑经搬运再堆积后经胶结而成的岩石，包括① 砾岩与角砾岩，具砾状结构。前者经长途搬运砾石圆度为圆形或次圆形；后者未经搬运或运距很短，砾石圆度为次棱或棱形（图 2-3）。② 砂岩。具砂状结构，颜色多样，按砂粒粒径可分为粗砂岩（2 ~ 0.5 mm）、中粒砂岩（0.5 ~ 0.25 mm）、细砂岩（0.25 ~ 0.05 mm）。依砂粒矿物成分可分为石英砂岩、长石砂岩、杂砂岩等。据胶结物还可分为钙质胶结的、硅质胶结的、铁质胶结的等，命名时可采用胶结物 + 粒径 + 矿物成分的方式，如钙质胶结中粒石英砂岩、钙质粗粒长石石英砂岩等。③ 粉砂岩。具粉砂状结构，颗粒细小、断面粗糙，矿物以石英为主，兼有少量长石与白云母，多钙质、硅质与铁质胶结。

2. 粘土岩类　具泥状结构，由粘土矿物及其他细粒物质组成，硬度低。固结好而无层理的为泥岩，固结较好并有良好层理的为页岩，固结差的则为粘土。页岩依据胶结物或附加成分又可分为钙质页岩、铁质页岩、碳质页岩和油页岩等。

3. 生物化学岩类　多由化学和生物化学形成物组成并主要见于海相或湖相沉积物，具显晶或隐晶结构、鲕状或豆状结构、生物结构，成分单一而种类繁多，且常为单矿岩，如铝质岩、铁质岩、锰质岩、硅质岩、岩盐等。应特别提及的是硅质岩、石灰岩与白云岩。①硅质岩。其矿物主要为 SiO_2，质坚性脆，常含有机质，色灰黑，大部具非碎屑结构。主要物质来源有两种，一是由硅质生物骨骼堆积而成，如硅藻土与放射虫硅质岩，二是由海底火山或热泉分泌 SiO_2 凝聚而成。含 Fe_2O_3 者为碧玉，具同心圆构造者为玛瑙，质轻多孔者为硅华。②石灰岩。色灰、灰白或灰黑，由方解石组成，性

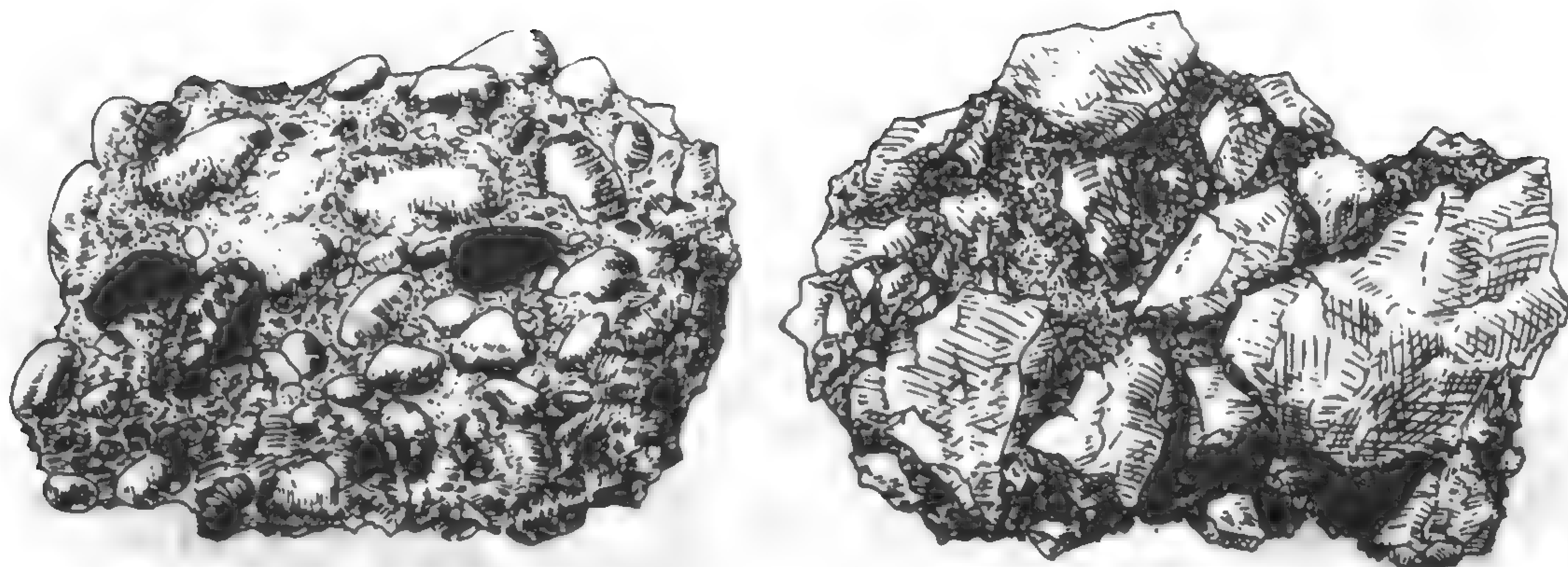


图 2-3　砾岩(左)与角砾岩(右)

脆,遇稀盐酸有泡沫反应。具碎屑结构者,其碎屑来自海底碳酸钙沉积、动物介壳、骨骼或海水中的 $CaCO_3$ 凝聚质点;具非碎屑结构者,其方解石微粒多由生物化学作用、化学作用,$CaCO_3$ 重结晶作用或生物骨架作用形成。石灰岩极易被溶蚀形成喀斯特地貌。③白云岩。其组成物质为白云石,由化学沉积或 $CaCO_3$ 被白云石交代而成,前者具细粒或微粒晶质结构,后者保持石灰岩结构特征。色浅灰或灰白,少数为深灰。粒状断口,遇稀盐酸无泡沫反应。白云岩与石灰岩间存在两种过渡性岩石,即以白云石为主含方解石的钙质白云岩和以方解石为主含白云石的白云质石灰岩。

四、变质岩

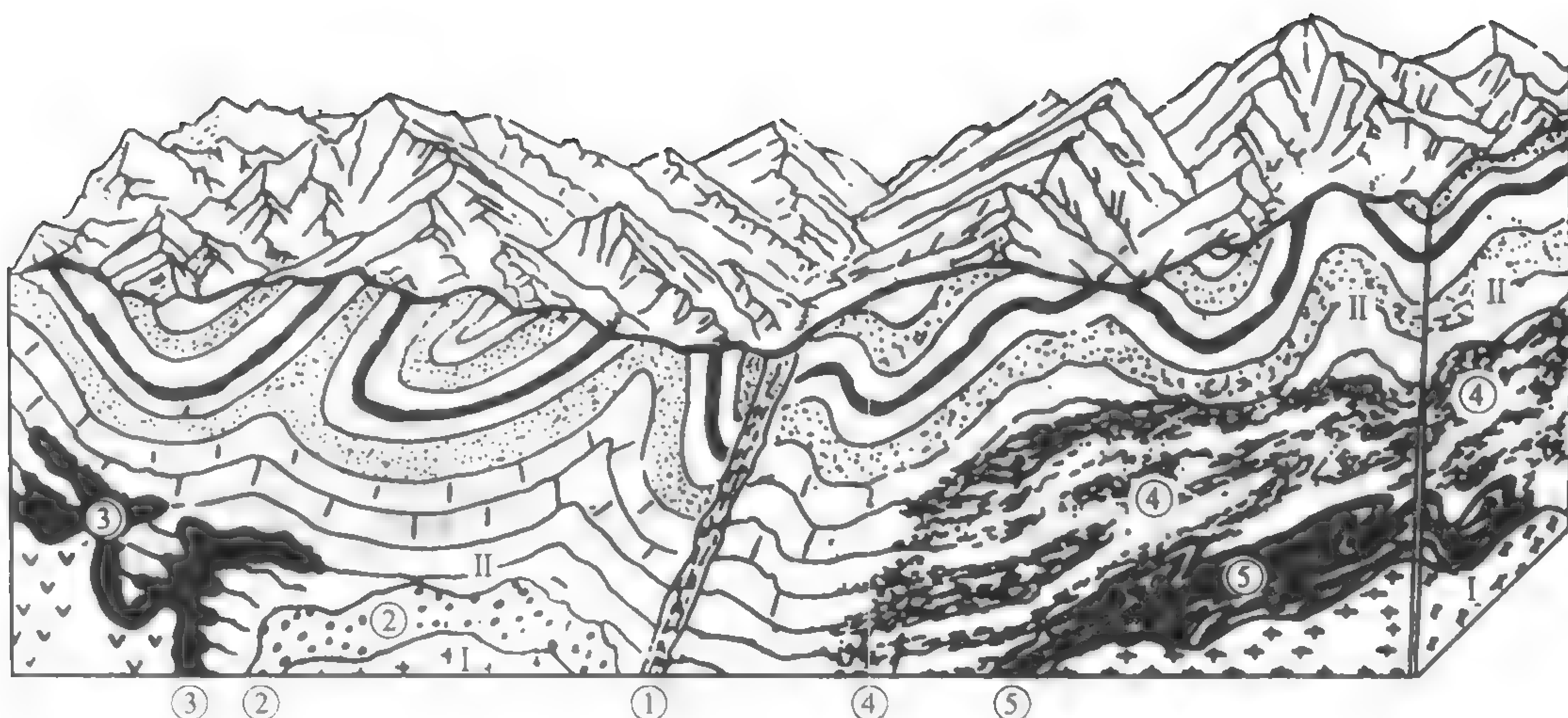
(一) 变质作用与变质岩

固态原岩因温度、压力及化学活动性流体的作用而导致矿物成分、化学结构与构造的变化,统称变质作用,其形成的岩石即为变质岩。变质作用基本上是在固态岩石中进行的,因而本质上有别于岩浆作用。变质岩既继承了原岩的某些特点,也具有自己的特点,如含有变质矿物,具有变成构造与变余构造等。

温度、压力与化学活动性流体是控制变质作用的三个主要因素。当地热、岩浆侵入时传向围岩的热以及岩石断裂、错动与挤压产生的热使岩石温度上升到 180℃以上,甚至接近一般岩石的熔融温度即 800～900℃时,岩石矿物和元素活动性增强,从非晶质变为晶质,或由一种矿物变为另一种新矿物。压力包括静压力、流体压力和定向压力,导致岩石体积压缩,形成密度大的新矿物或控制化学反应过程,从而对岩石变质发生影响。化学活动性流体即以 H_2O 和 CO_2 为主并包括一些易挥发与易流动的物质,来源于岩石孔隙水、矿物结构水、岩浆分泌与地壳深部分泌的热液,可促进某些元素的溶滤、扩散、迁移与岩石变质。

(二) 变质作用类型与常见变质岩

1. 动力变质作用　构造运动引起的定向压力使原岩碎裂、变形及一定程度的重结晶,称为动力变质,主要发生于断裂带。相应的变质岩有构造角砾岩、碎裂岩、糜棱岩等。



①动力变质作用带；②接触变质作用带；③交代变质作用带；④区域变质作用带；
⑤超变质作用(混合岩化)带。Ⅰ. 岩浆岩；Ⅱ. 沉积岩
图 2-4　变质作用和变质岩的类型示意图

2. 接触热变质作用　发生于侵入体与围岩接触带，围岩受热后矿物发生重结晶、脱水、脱碳、形成变晶结构与新矿物。代表性岩石为斑点板岩、角岩、大理岩、石英岩等。

3. 接触交代变质作用　也发生在侵入体与围岩的接触带，其实质是高温下岩浆分泌的挥发性物质与热液通过与围岩的交代作用使后者化学成分发生变化，形成新矿物。代表岩石为碳酸盐与中、酸性岩浆交代形成的矽卡岩。

4. 区域变质作用　区域性构造运动导致的深广范围的变质作用，最深可达 20 km，最广可至 $n \times 10^4$ km^2，广泛见于古老结晶基底及褶皱带，代表岩石有板岩、千枚岩、片岩、片麻岩、变粒岩、麻粒岩等。

5. 混合岩化作用或超变质作用　是区域变质与岩浆作用间的一种过渡性地质作用。一方面是高温使岩石发生部分熔融形成酸性熔体，另一方面是自深部分泌出富含钾、钠、硅的热液。熔体与热液与变质岩发生化学反应形成各种混合岩，如混合花岗岩。

第二节　构造运动与地质构造

一、构造运动的特点与基本方式

(一) 构造运动的一般特点

构造运动主要是地球内动力引起的地壳机械运动，但经常涉及更深的构造圈。构造运动使地壳发生变位与变形，形成各种地质构造，促进岩浆活动与变质作用。

构造运动具有普遍性、永恒性、方向性、非均速性、幅度与规模差异性等一般特点。任何区域

和任何时间，构造运动都在不断进行 快速构造运动如地震常常造成灾难性后果、缓慢构造运动很难凭感官觉察 但先进的测量手段已使东非大裂谷的扩张、印度板块的向北推进、日本列岛的漂移和喜马拉雅山的不断隆升等事实变得无可置疑，许多地层与古生物化石的发现也证实了目前相距遥远的大陆，过去曾有紧密的联系

即使非常缓慢的构造运动也不是均速进行的 3亿年前喜马拉雅山还是浩瀚的古地中海的一部分，4 000万年前开始隆升时年平均速度不过0.05 cm，而1862～1932年间，上升速度增为1.82 cm/a 20世纪的最后30年，其上升速度又增到5 cm/a以上。以至世界最高峰珠穆朗玛峰海拔8 848.13m很快成为历史纪录，目前已达到8 850 m高度。

构造运动规模与幅度的差异性很容易理解。洋脊几乎涉及整个海洋，单个的转换断层通常只波及100 km级范围 青藏高原的整体隆升发生在$2 \times 10^6 km^2$级广大区域内，而柴达木盆地的相对下沉区不过占其1/20 同样，自老第三纪以来喜马拉雅山的隆升幅度已超过10 000 m，黄土高原不超过2 000m。

（二）构造运动的基本方式

1．水平运动 水平运动是地壳或岩石圈块体沿大地水准面切线方向的运动。相邻块体因水平运动而相互分离、分裂，或相向汇聚，或侧向错位，年速度通常只有数毫米至数厘米。

2．垂直运动 垂直运动即块体的升降运动。地壳因上升运动而隆起形成山地与高原，因下降运动而坳陷形成盆地与平原 陆地上的海相沉积，高山上的海洋生物化石，山地与高原上的多级古夷平面、分水岭上的古山谷冰川遗迹，山坡上的阶地与河流冲积物，不同地层间的古剥蚀面，海底的陆相地层及相应矿产，冲积平原上的埋藏古土壤与埋藏阶地……都是地壳升降运动的证据。

二、构造运动与岩相、建造和地层接触关系

从地层的岩性、岩相、厚度与接触关系上，都可发现构造运动的痕迹。沉积岩的组分、结构、构造与化石特点也能综合反映地层的岩相古地理情况。沉积厚度也可大致反映地壳沉降的幅度。

（一）岩相

沉积岩的岩相通常分为海相、陆相和过渡相三大类，以下又可各自细分，如海相之分为深海相、浅海相；陆相之分为河流相、湖泊相、沼泽相、滨海相等等。地壳上升时岩相从海相向陆相转变，沉积物粒级增大，厚度变小，形成海退层序。反之，地壳下沉则形成海侵层序。升降频繁，沉积物类型复杂多变；构造运动相对稳定，沉积物类型也相应简单化。浅海相地层厚度极大，说明地壳大幅度下沉，深海相地层很薄甚至缺失，则表明该地区曾经历大幅度上升直到成为陆地。

（二）沉积建造

彼此有共生关系的地层或岩相的组合，或岩性大致相同的沉积物组合，就是沉积建造。一个建造相当于大地构造旋回的一定阶段。基本建造类型有三：

1．地槽型建造 主要由海相地层组成的、厚度很大，无沉积间断或仅有极短间断、产生于强烈构造下降区的建造 岩浆岩与火山碎屑岩也分布较广。

2．地台型建造 以陆相碎屑沉积为主，厚度不大、未受强烈构造变动，地壳升降幅度均较小

的地台上的建造 岩浆岩分布也较少。

3. 过渡型建造 兼有地槽型与地台型建造的特征但以碎屑岩占优势,陆相沉积与潟湖相沉积分布广泛,海相沉积只见于剖面下部

(三)地层的接触关系

主要分为整合、假整合与不整合三类,可以清楚反映构造运动的某些特点。

1. 整合 指相邻新老地层产状一致且相互平行,时代连续,没有沉积间断,表明两种地层是在构造运动持续下降或上升而未中断沉积的情况下形成的。

2. 假整合 又称平行不整合,指两相邻地层产状平行但时代不连续 表明曾发生上升运动致使沉积作用一度中断,而后下沉堆积了上覆新地层。

3. 不整合 又称角度不整合,指上下两地层产状既不一致,时代也不连续,其间有地层缺失。表明老地层沉积后曾发生褶皱与隆升,沉积一度中断而后再下沉接受新沉积。

上述三种接触关系均系沉积岩间的关系。侵入岩体与围岩间,后期沉积岩与前期侵入体间也存在一定的接触关系,即:

4. 侵入接触 指侵入体与围岩的接触关系。侵入体边缘有捕虏体,接触带界面不规则,围岩有变质现象,表明围岩形成在先,岩浆活动或构造运动在后,即围岩老而侵入体新。

5. 侵入体的沉积接触 指后期沉积岩覆于前期侵入体所形成的剥蚀面之上的接触关系,表明侵入体形成后曾因构造上升而遭受剥蚀,而后下沉堆积了上覆新地层,上覆地层年轻而侵入体老。

三、地质构造

岩层或岩体经构造运动而发生的变形与变位称为地质构造。地质构造是构造运动的形迹。引起地质构造的力主要有压应力、张应力和扭应力三类。分别形成压性、张性与扭性构造。层状岩石受地应力作用后,构造变动表现最明显,主要有水平构造、倾斜构造、褶皱构造和断裂构造四种类型。

(一)水平构造

水平岩层虽经垂直运动而未发生褶皱,仍保持水平或近似水平产状者,称为水平构造。在未受切割情况下,同一岩层形成高原面或平原面,受到切割而顶部岩层较坚硬时,则形成桌状台地、平顶山或方山。软硬岩层相间时形成层状山丘或构造阶地。我国第三系红色砂砾岩产状平缓,遭受侵蚀后常形成顶平、坡陡、形状奇特而多样化的丹霞地貌。不仅东部地区,中西部也同样发育此类地貌(图 2-5a、b)。

(二)倾斜构造

岩层经构造变动后层面与水平面形成夹角时,即为倾斜构造。褶曲、断层或不均匀升降运动都可造成岩层的倾斜。其产状以走向、倾向和倾角三要素确定(图 2-6)。倾斜构造上部岩层比较坚硬时,经过剥蚀作用常形成单面山与猪背岭等典型地貌。单面山山脊走向与岩层走向一致,两坡明显不对称,与岩层倾向相同的山坡即顺向坡坡面平整、坡较缓且坡体较稳定,与倾向相反的山坡即逆向坡坡面不平整、坡度较陡且坡体不稳定(图 2-7)。猪背岭因岩层倾角一般大于40°,因而脊峰更突出,但两坡较对称。



a. 广东坪石



b. 甘肃东乡

图 2-5　丹霞地貌

（三）褶皱构造

岩层在侧向压应力作用下发生弯曲的现象称为褶皱，其中的单个弯曲则叫褶曲。褶皱能直观地反映构造运动的性质和特征。

褶曲包括若干形态要素或几何要素，例如，褶曲岩层的两坡称为翼，使两翼呈近似对称状态的假想面称为轴面，褶曲岩层的中心称为核，轴面与岩层层面的交线称为枢纽，其倾斜则称倾伏，等等(图2-8)。褶曲有两种基本类型，即上凸的背斜和下凹的向斜，两者并存且共用一个翼。按轴面产状，褶曲可分为四类：轴面直立，两翼岩层倾向相反而倾角相近者称为直立褶曲(图2-9)。轴面倾斜、两翼岩层倾向相反、倾角不等者为倾斜褶曲(图2-10)。轴面倾斜，两翼倾向相同者为倒转褶曲。此时其一翼地层层序正常，另一翼地层层序颠倒(图2-11)。轴面产状近于水平，两翼上下重叠且一翼地层层序倒置，核部张裂发育者为平卧褶曲(图2-12)。依据枢纽的产状，褶曲可分为水平褶曲与倾伏褶曲两种类型(图2-13)。依据横剖面形态，又可分为尖棱形、扇形、圆弧形、箱形等多种形态类型。此外，按照褶曲的长宽比也可进行分类，当长度为宽度的10倍以上时称为线状褶曲；长度为宽度的3~10倍时称为短轴褶曲；不足3倍则上凸者为穹形褶曲，下凹者为盆状褶曲。各种形态的褶曲在受到剥蚀后形成不同的构造地貌，如短轴褶曲易形成之字形山脊，穹状构造发育为穹状山丘等。

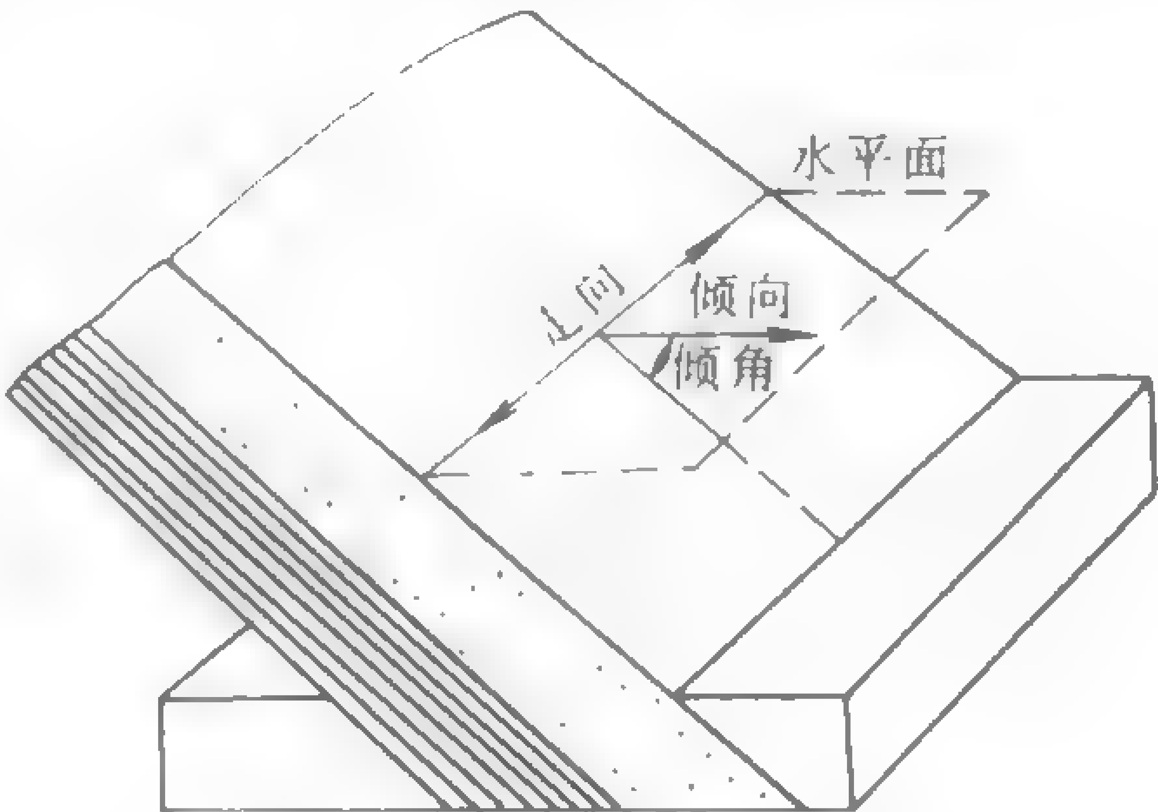
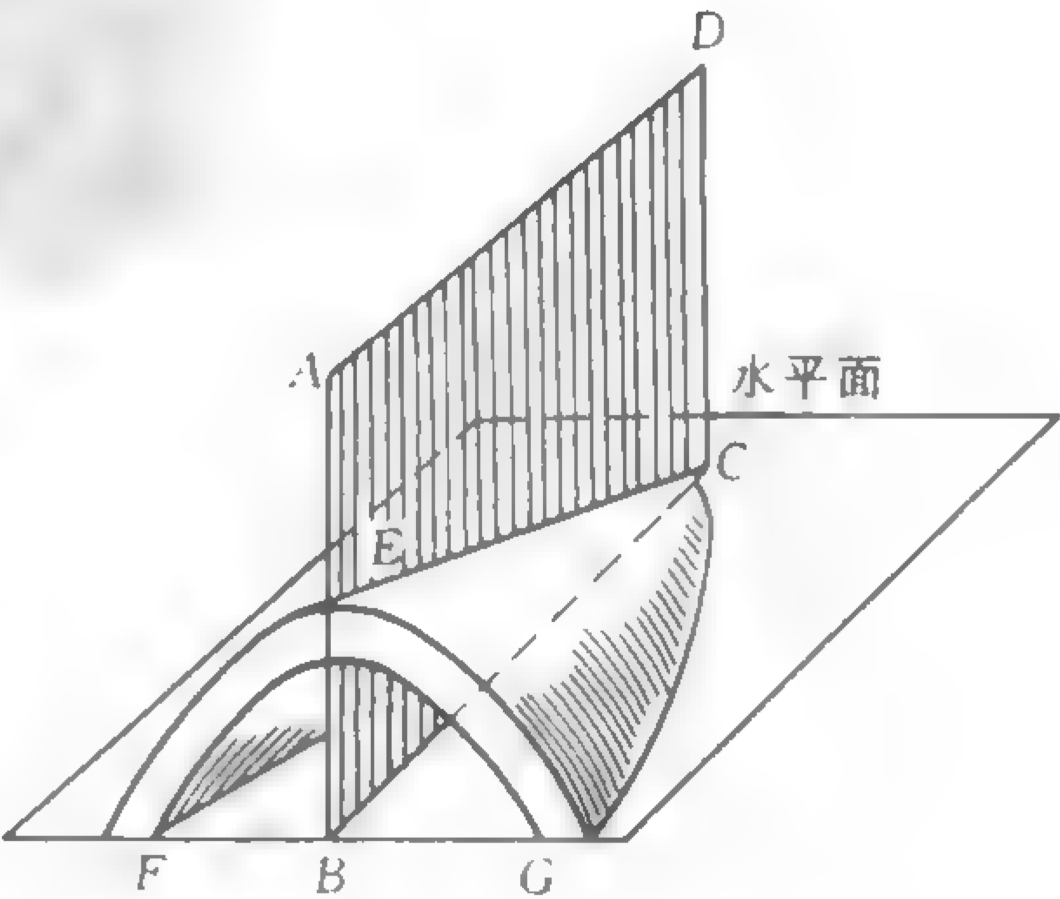


图2-6　倾斜岩层的产状要素



图2-7　单面山(青海湟源)



核：B，两翼：EF 与 EG；轴面：$ABCD$；轴：BC；枢纽：EC；倾伏端：C

图2-8　褶曲形态要素示意

(四) 断裂构造

岩石因所受应力强度超过自身强度而发生破裂，使岩层连续性遭到破坏的现象称为断裂，虽破裂而破裂面两侧岩块未发生明显滑动者叫做节理，破裂而又发生明显位移的则称断层。节理面可光滑平直，亦可粗糙弯曲、有张开



图 2-9 直立褶曲(贵州都匀)

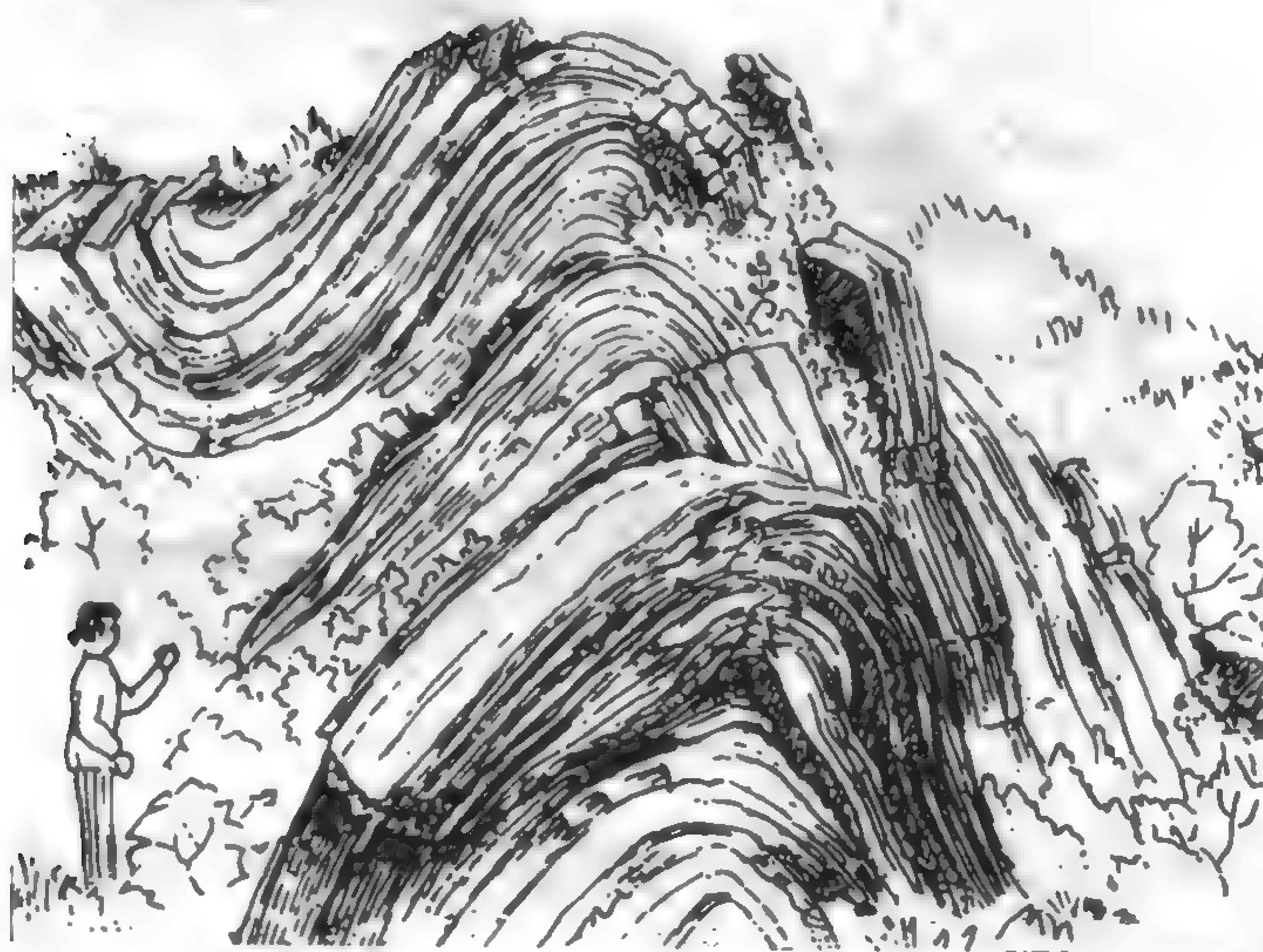


图 2-10 倾斜褶曲(四川开江)

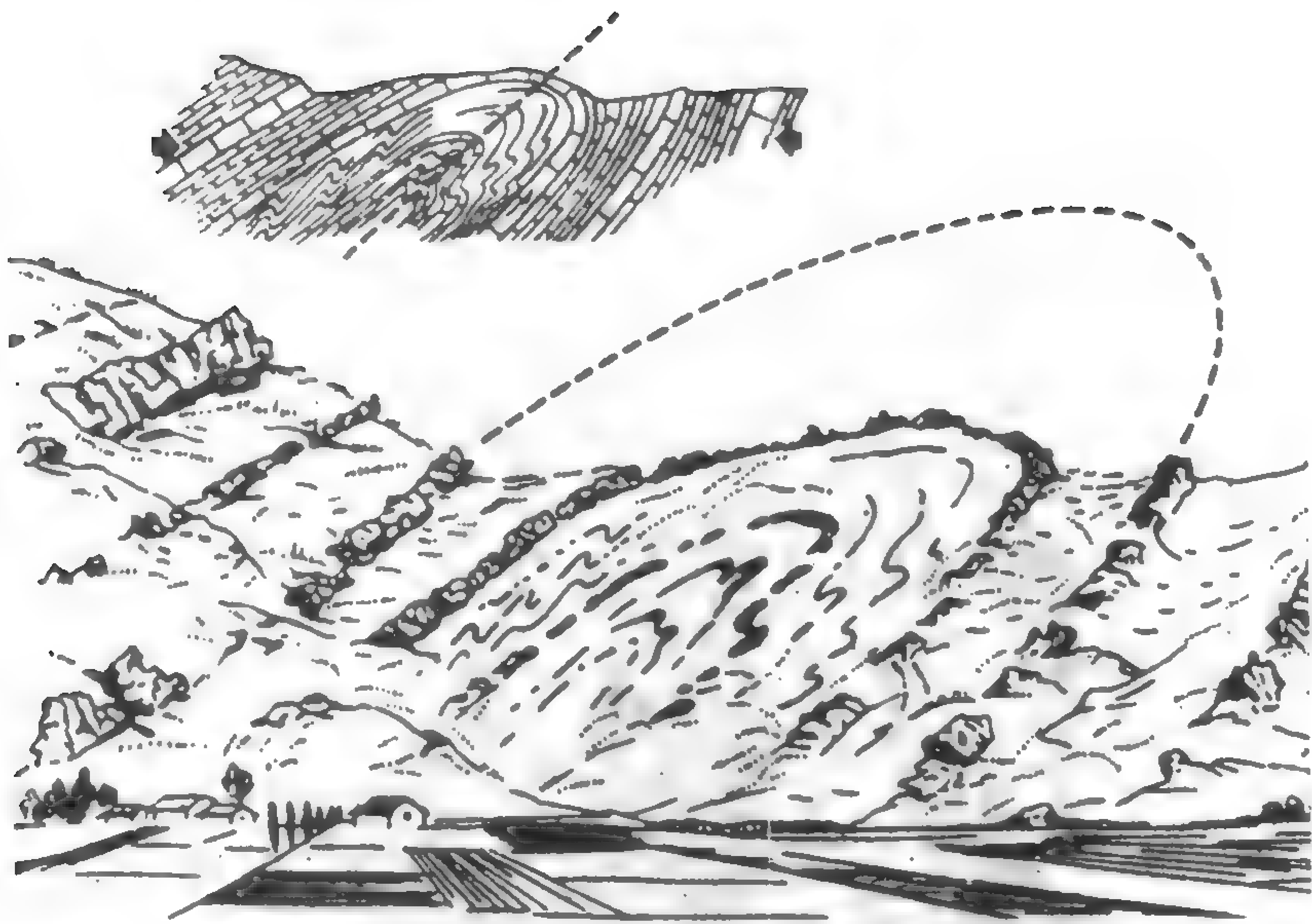


图 2－11 倒转褶曲(广西桂林)

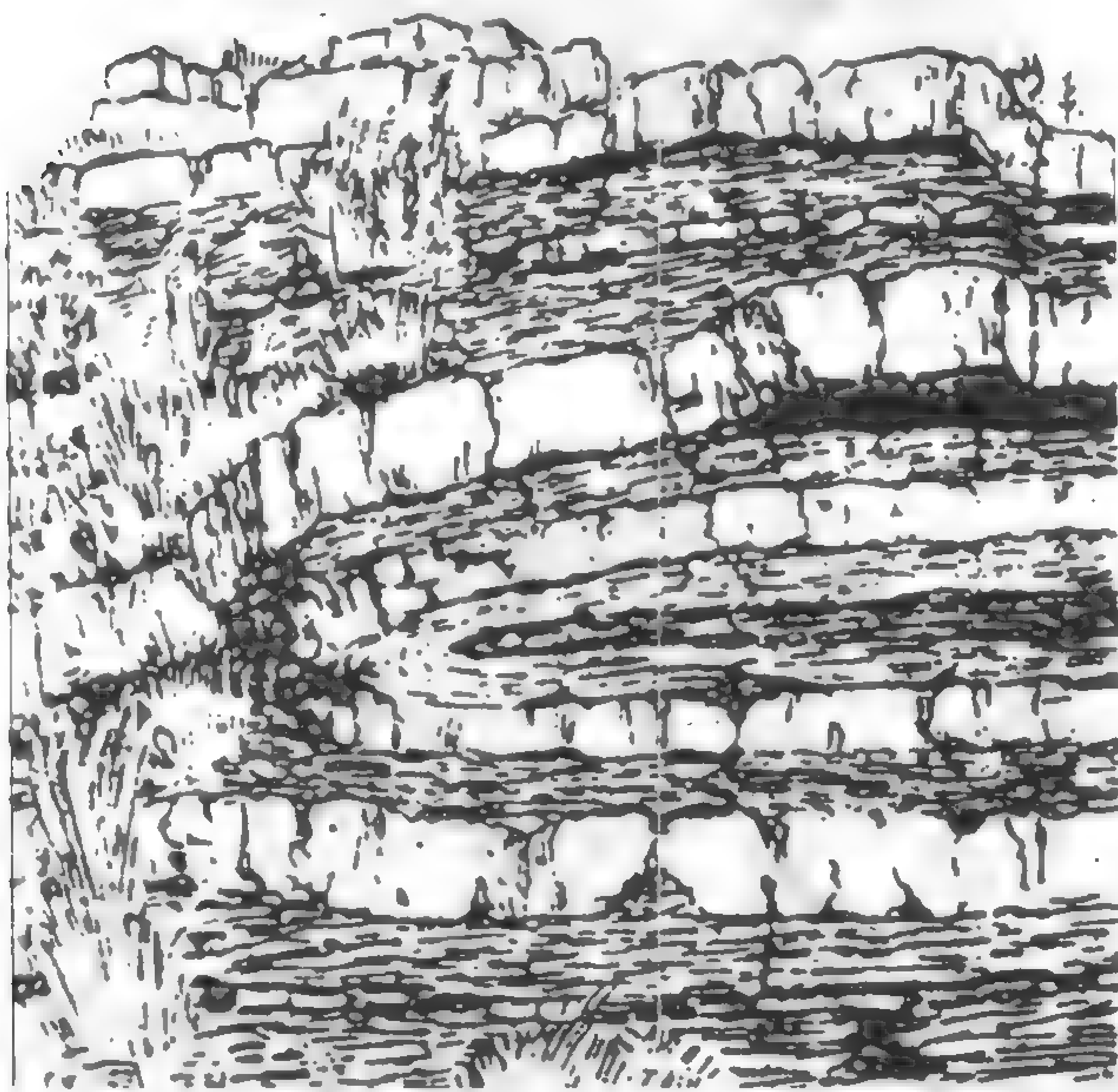
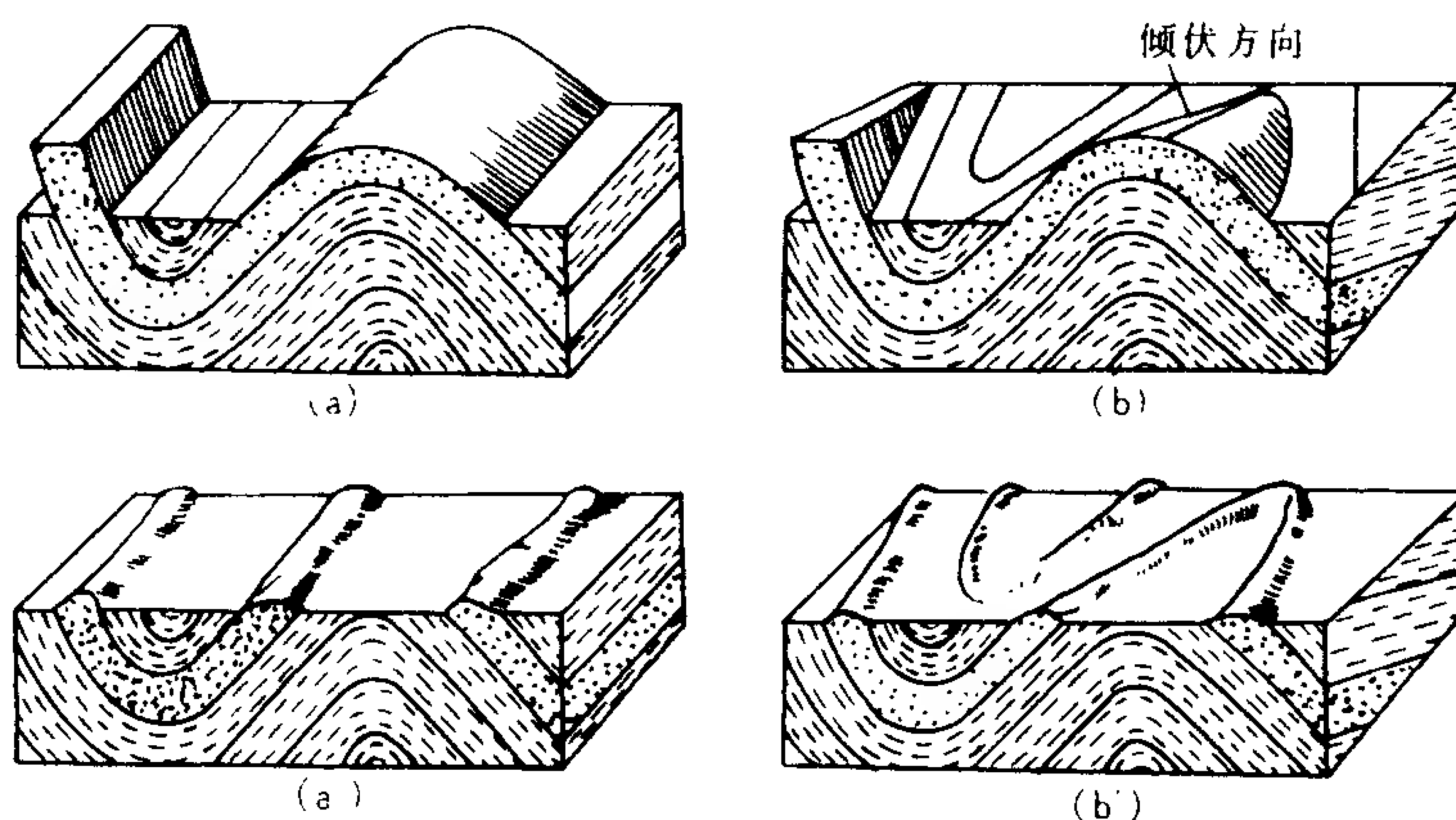


图 2－12 平卧褶曲(四川龙门山)

的也有闭合的。在重力和风化作用下,节理可逐渐扩大。风景名胜区的所谓“试剑石”、“一线天”等,绝大多数即是张开的节理面。

断层由断层面、断层线、断层盘和断距等要素组成。断层面是岩层或岩体发生断裂时的破裂面,断层线是断层面与地面的交线。断层面两侧的岩块称为断层盘,其中位于倾斜断面之上者为

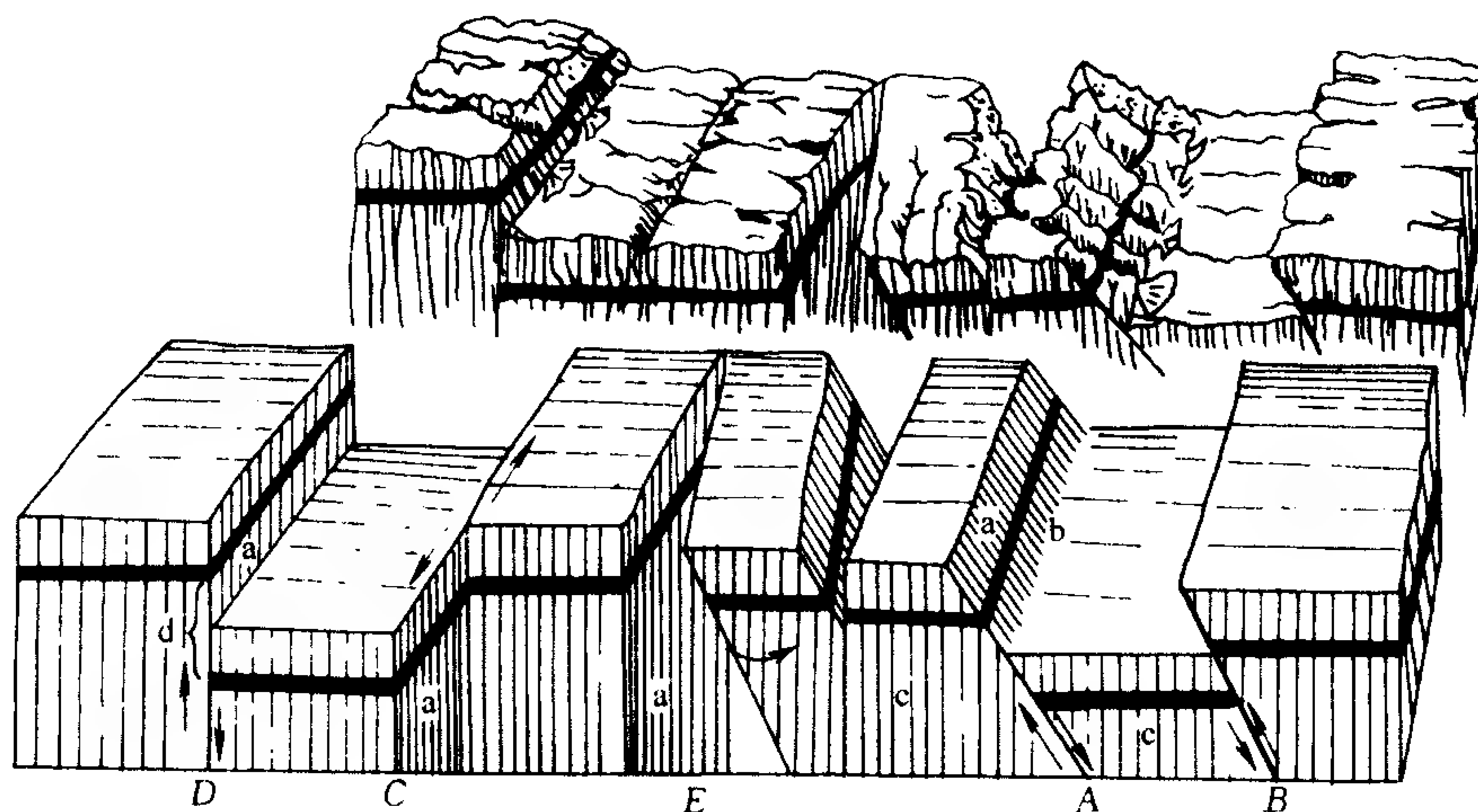


a、a′水平褶曲；b、b′倾伏褶曲；a、b 未受侵蚀时；a′、b′夷平后的情况

图 2-13　按枢纽产状的褶曲类型(据夏邦栋等)

上盘，位于倾斜断面之下的为下盘。两盘相对位移的距离则是断距。

按照两盘相对位移的特点进行分类，上盘相对下降的断层是正断层。上盘相对上升的是逆断层。其中断面倾角大于 40°为冲断层，小于 25°为逆掩断层。沿断层走向即在水平方向上发生位移的是平移断层。两盘沿断面某一点发生旋转的是转换断层或枢纽断层。断层面直立的是垂直断层(图 2-14)。



a. 断层面；b. 断层线；c. 断盘；d. 断距

A. 正断层；B. 逆断层；C. 平移断层；D. 垂直断层；E. 捩转断层

图 2-14　断层要素与断层主要类型

若干断层常常构成巨大的断裂带，其中断层的组合形式非常复杂。例如，数条产状相同的平行正断层组合为阶状断层(图 2-15)，正断层与逆断层相间分布时上升盘形成地垒，下降盘形成

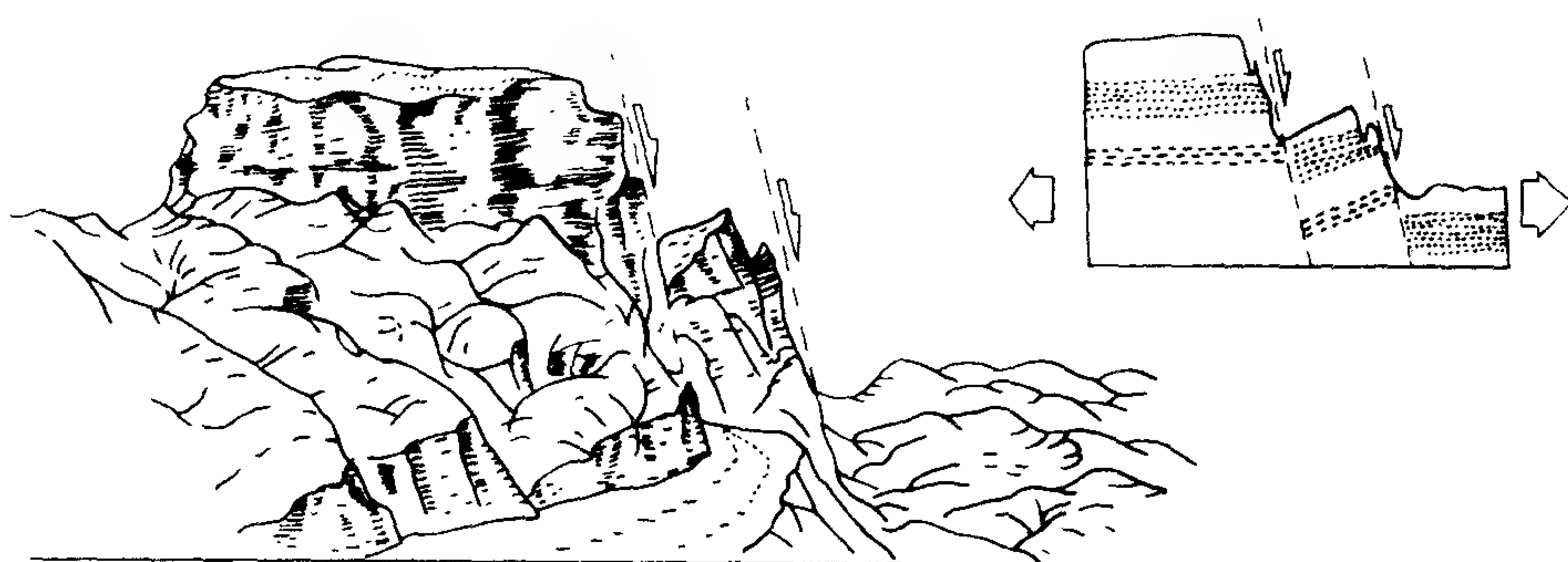


图 2－15　阶状断层(广东仁化)

地堑(图 2－16),平移断层形成一系列错动带(图 2－17)等。

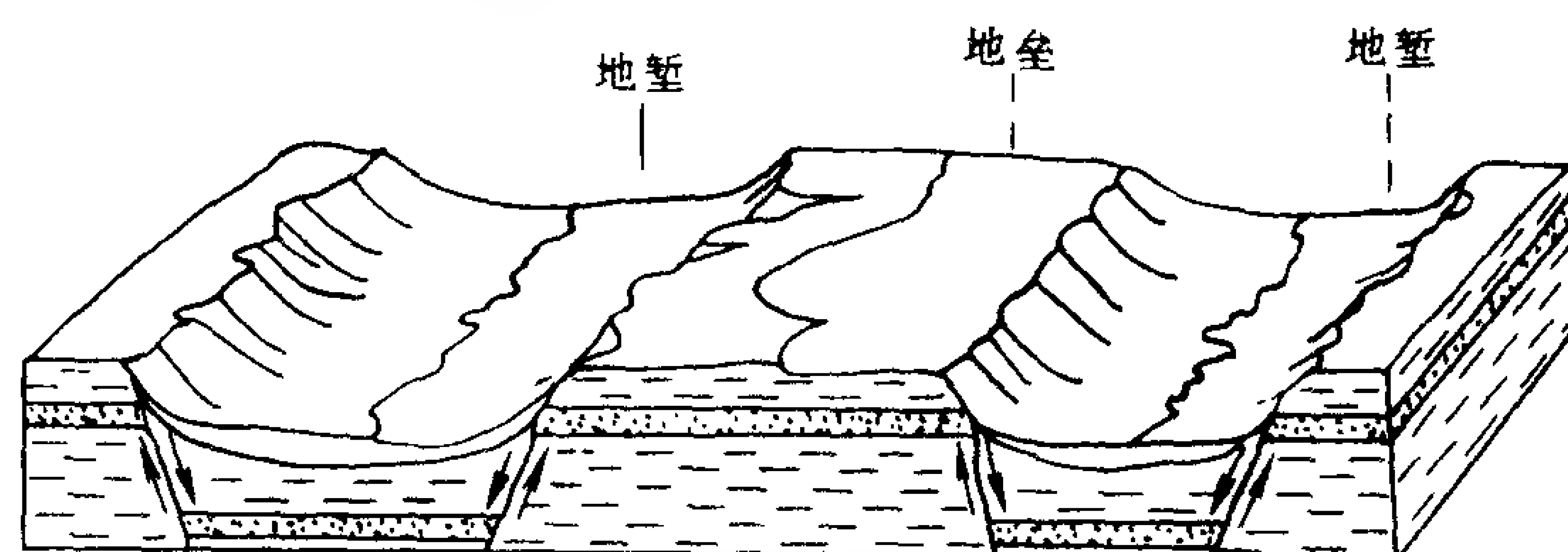


图 2－16　地垒与地堑(引自夏邦栋等)



图 2－17　平移断层造成的岩层错动(广东阳春)

断裂构造与地震、褶皱、岩浆活动等常有成因上的联系,其分布也常与地震带、褶皱带、岩浆活动带相接近。在野外工作中主要依据断层摩擦光滑面即镜面、断层擦痕,与擦痕方向垂直的陡缓坡连续过渡的小陡坎即阶步、拖曳褶曲、构造线不连续、断层角砾岩与磨砾岩、断层泥、密集节理、地层的重复与缺失等地质现象,断层崖、断层三角面、断层悬谷、错断山脊等地貌现象,以及泉水带分布、地下水矿化等水文地质现象对断层进行判别。

第三节 大地构造学说

一、板块构造学说

（一）大陆漂移说

板块构造学说是在大陆漂移说和海底扩张学说基础上发展起来的。因此讨论板块构造问题须从大陆漂移学说开始。

1915年，魏格纳（A. Wegener）根据大西洋两岸陆地轮廓具有相似性，某些动物种属相同，非洲与南美发现同一种古生物化石，非洲南部与南美布宜诺斯艾利斯出现同样的二叠系地层，挪威－苏格兰间的一条加里东褶皱带没入大西洋后重现于北美的加拿大与美国，印度、澳大利亚、非洲、南美洲与南极等现代气候差异极大的地区均发现石炭二叠纪冰川遗迹等理由提出，中生代地球表面存在一个统一大陆即联合古陆。侏罗纪后联合古陆开始分裂并各自漂移，逐渐形成现今的海陆分布格局。

由于当时对洋底地壳认识的局限性，魏格纳虽然指出了地球自转离心力与日月引潮力对古陆分离的可能影响及花岗岩壳在玄武岩壳上漂移的假设，毕竟没有也不可能对大陆漂移的原因及驱动力等问题作出令人满意的解释。因此学说提出后即遭到不少人反对并被淡忘。直至20世纪50年代以后海洋地质与地球物理研究迅速发展，尤其是古地磁方面的发现才使大陆漂移说再现生机。

各大陆岩石现代磁纬度、地磁极同古磁纬、古磁极的巨大差异，表明大陆发生了显著的位移。古磁极移动轨道既是复原古大陆的证据，也是大陆漂移的证据，迪茨（R. S. Dietz）与霍登（J. C. Holden）据此绘制了新的大陆漂移图（图2－18），而布拉德（E. C. Bullard）等应用电子计算机技术成功进行了大西洋两侧陆块的拼接（图2－19）。

（二）海底扩张说

始于20世纪30年代末尤其是二战结束以来的海底考察，发现海洋虽然历史悠久，海底却很年轻，几乎根本不存在时代早于侏罗纪的地层，海底沉积物很薄，火山也较少。这表明海底年龄仅有数亿年。迪茨（1961）和赫斯（H. H. Hess, 1962）据此各自提出了海底扩张假说。据傅承义（1974）概括，其要点为：

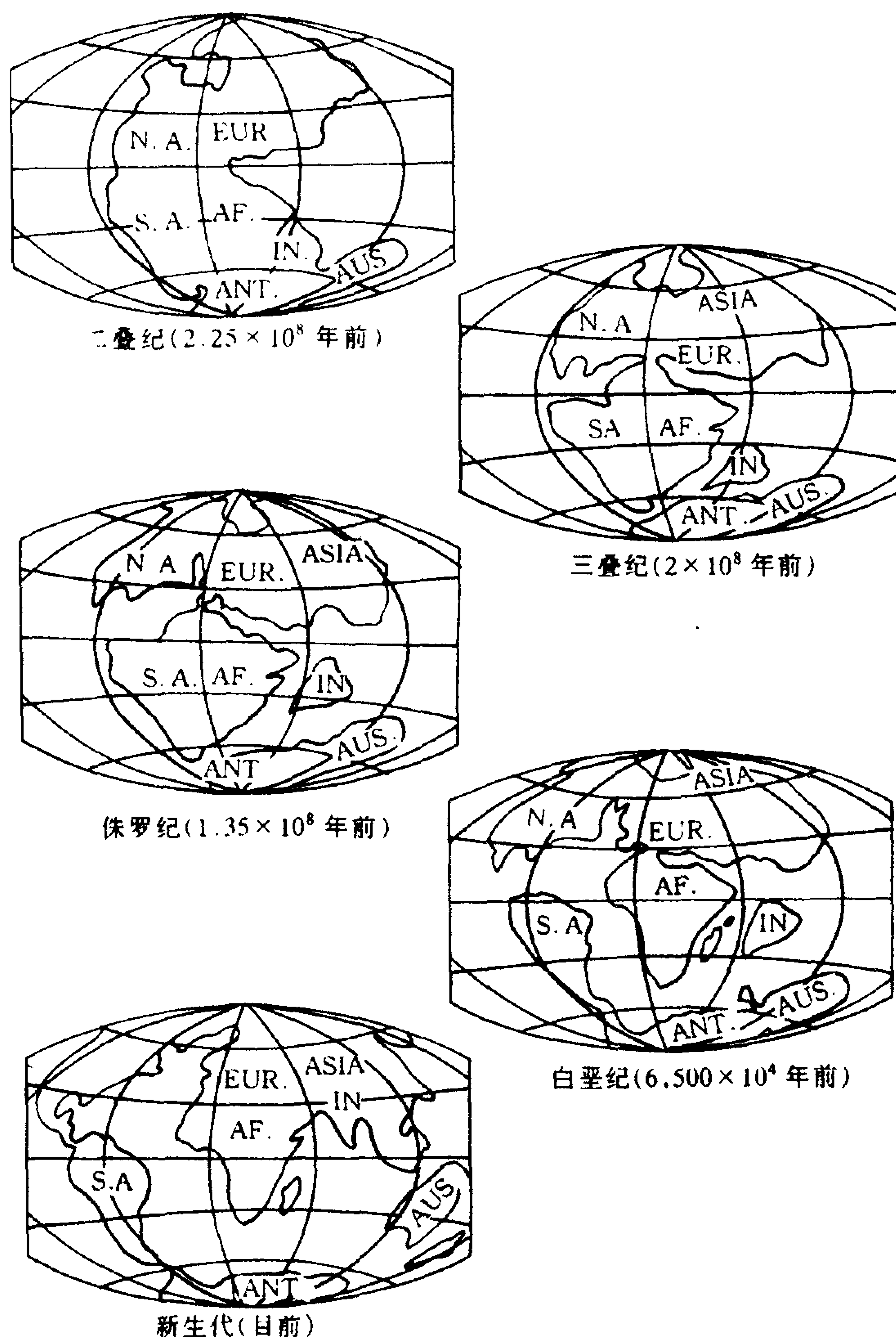
1）年速度为1厘米至数厘米的地幔物质对流是地壳运动的最主要动力。

2）对流发生在岩石圈下厚达数百千米，强度很小的软流圈内，对流产生的拽力并不作用于地壳底部，而是作用于70～100 km深的岩石层底部。

3）海底为对流循环顶端。对流由发散区向外扩张，并在数千千米外汇聚流入地下。海岭热流较高，为对流上升区，海沟为下降区。海岭两侧地形崎岖，死火山与平顶山离海岭愈远而年龄愈老均系海底扩张的结果。

4）对流形态决定于地球内部结构而与大陆的位置无关。大陆处于压应力作用下因而形成褶皱，逆掩断层等挤压型构造，海洋盆地则处于张应力形态之下。大陆只是随硅镁层漂移。

5）海底及其沉积物在对流汇聚区下沉，一部分受挤压，变质而与大陆熔接，另一部分则沉入



二叠纪（2.25×10^8 年前）

三叠纪（2×10^8 年前）

侏罗纪（1.35×10^8 年前）

白垩纪（6,500×10^4 年前）

新生代（目前）

ASIA. 亚洲；EUR. 欧洲；AF. 非洲；NA. 北美洲；SA. 南美洲；IN. 印度半岛；

AUS. 澳洲；ANT. 南极洲

图 2 - 18　大陆漂移简图（据 Dietz 等，1970）

软流层。

6）海底年龄仅有 2～3 亿年，整个海底 3～4 亿年即可更新一次。

7）地球体积基本恒定，海洋盆地面积也基本上不变。

愈来愈多的证据证实海底确实在扩张。例如，古地磁测定结果表明洋底地磁正反向磁极异常带在大洋中脊两侧呈对称分布，同位素定年法测定的地层倒转年代表明其年代也是从大洋中脊向两侧呈对称变化的（图 2 - 20）。

（三）板块构造说

产生于 20 世纪 60 年代后期的板块构造学说，把海底扩张、大陆漂移、地震与火山活动等地质现象纳入一个统一的理论体系之中，用统一的动力学模式解释全球构造运动过程及其相互关

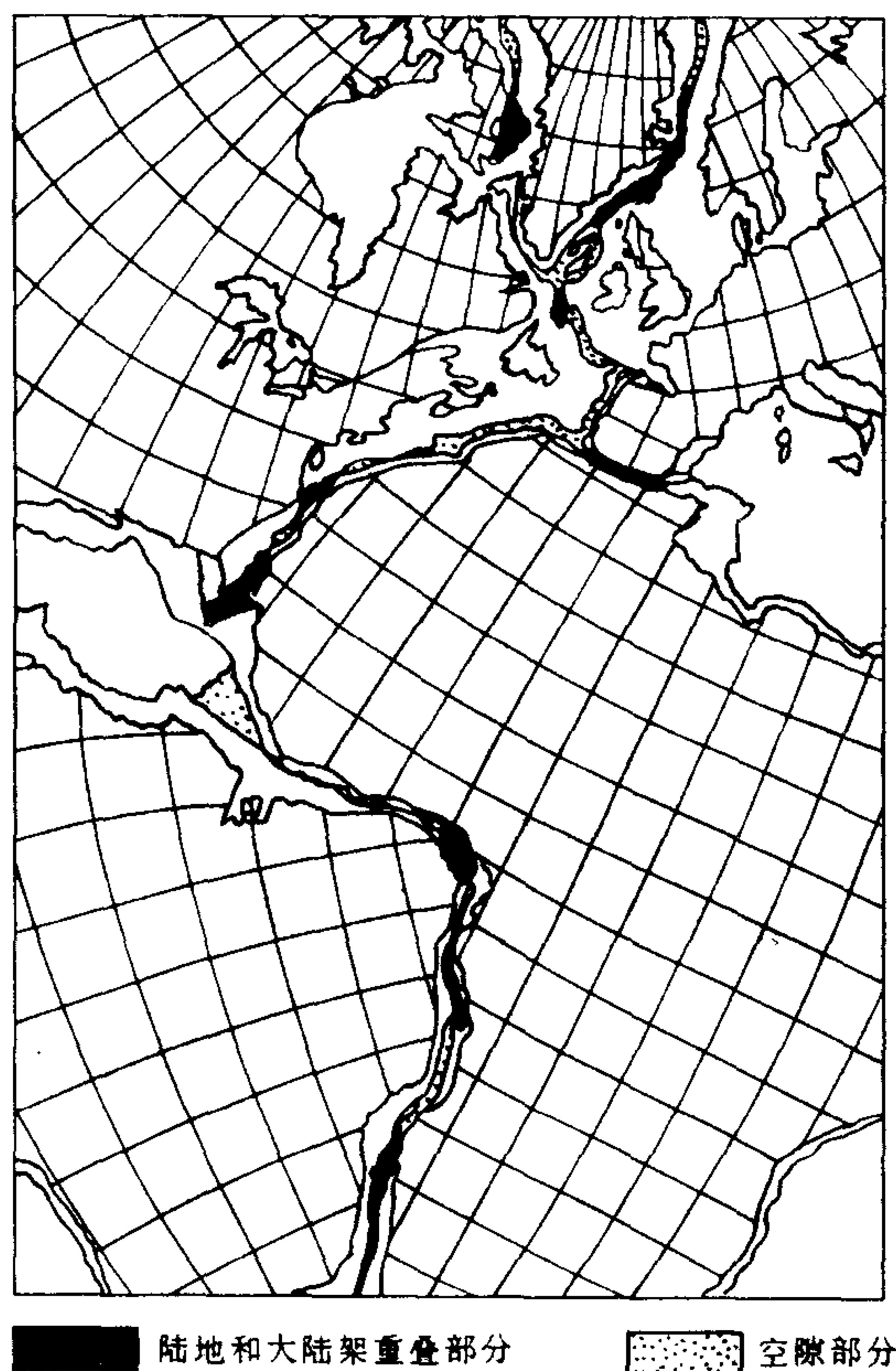


图 2 - 19　大西洋两岸从大陆架边缘沿球面的拼合

（据 E.C.Bulard,1968）

系，是海底扩张假说的具体引伸。

板块学说的立论依据在于，地表岩石圈并非浑然一体，而是由被诸如大洋中脊、岛弧、海沟、深大断裂等构造活动带所割裂的几个不连续的独立单元，即板块构成的。几大板块的相互作用是大地构造活动的基本原因。由于板块的强度很大，主要的变形只能发生在其边缘部分。换言之，即板块内部比较稳定，各板块间的接合部才是活动带。因此，大陆边缘并不是板块的边界，海岭、岛弧和大断裂才是板块边界所在。

对流带动板块由大洋中脊或海岭向两侧扩张，在岛弧地区或活动的大陆边缘沉入地下，通过软流层完成对流的循环（图 2 - 21）。

板块的边界有三种类型：

1）扩张（或增生）型边界。是新地壳增生的地方，喷出物多为玄武岩；以张应力产生的正断层和节理为主；地震震源较浅，烈度也不大。如美洲板块与非洲板块之间的边界等。

2）俯冲（或汇聚）型边界。见于两个板块汇聚、消减的地方。又可分为两种：①岛弧海沟型边界，即质量较重的大洋地壳俯冲到较轻的大陆地壳之下重返地幔；俯冲一侧皆为深长海沟，被挤压抬升的一边则形成岛弧和海岸山脉；多火山、地震、超深断裂及叠瓦式逆掩构造。如太平洋板块与亚欧板块之间的边界。②地缝合线型边界，当两个大陆板块汇聚时，在原弧沟系中发生碰撞，于是产生大规模的水平挤压，褶皱成巨大的山系。多强烈地震，分布亦广；板块拼缩的速度每

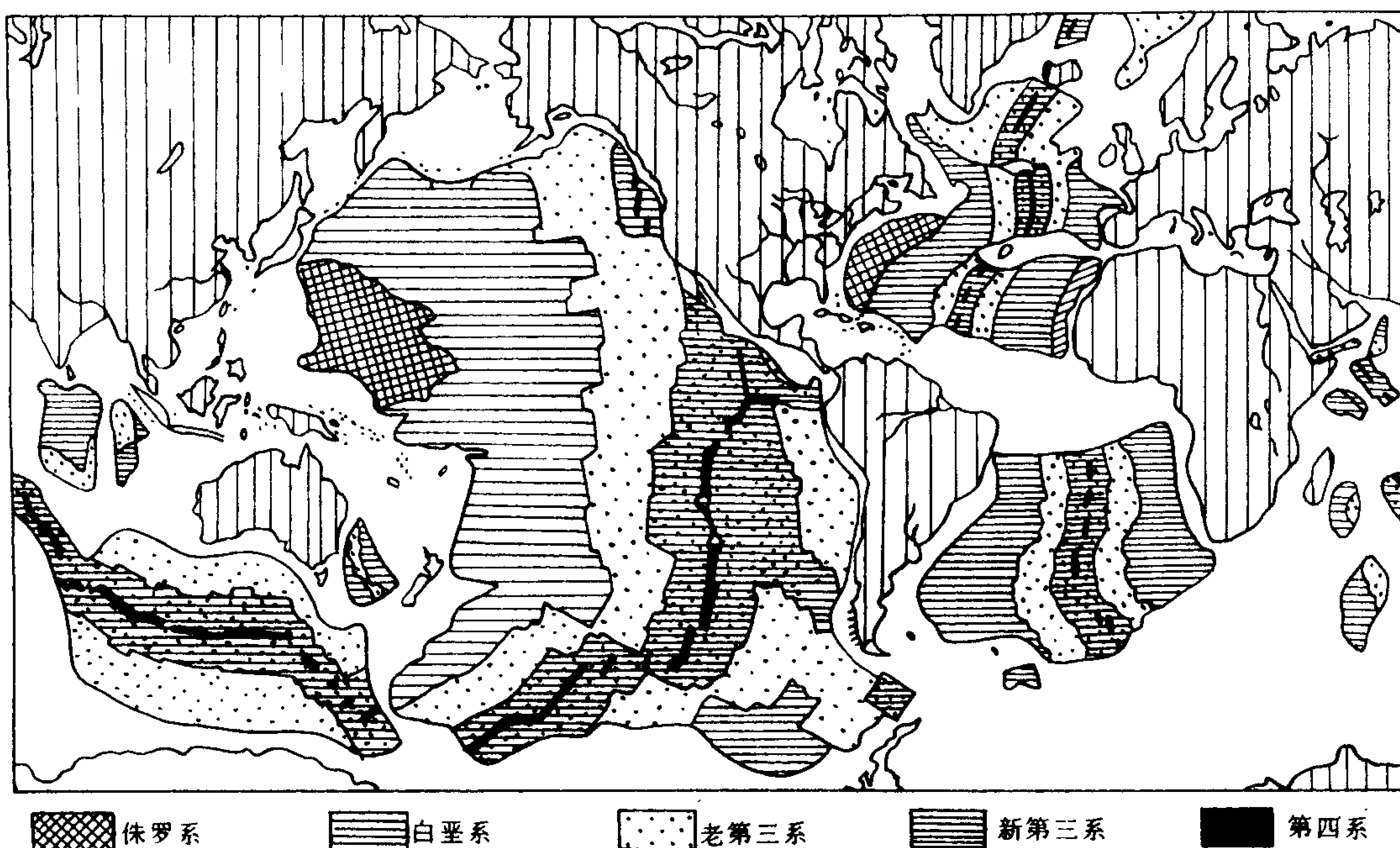


图 2－20　根据古地磁资料测定的海底年龄(据 W.C.Pitman 等 1974)

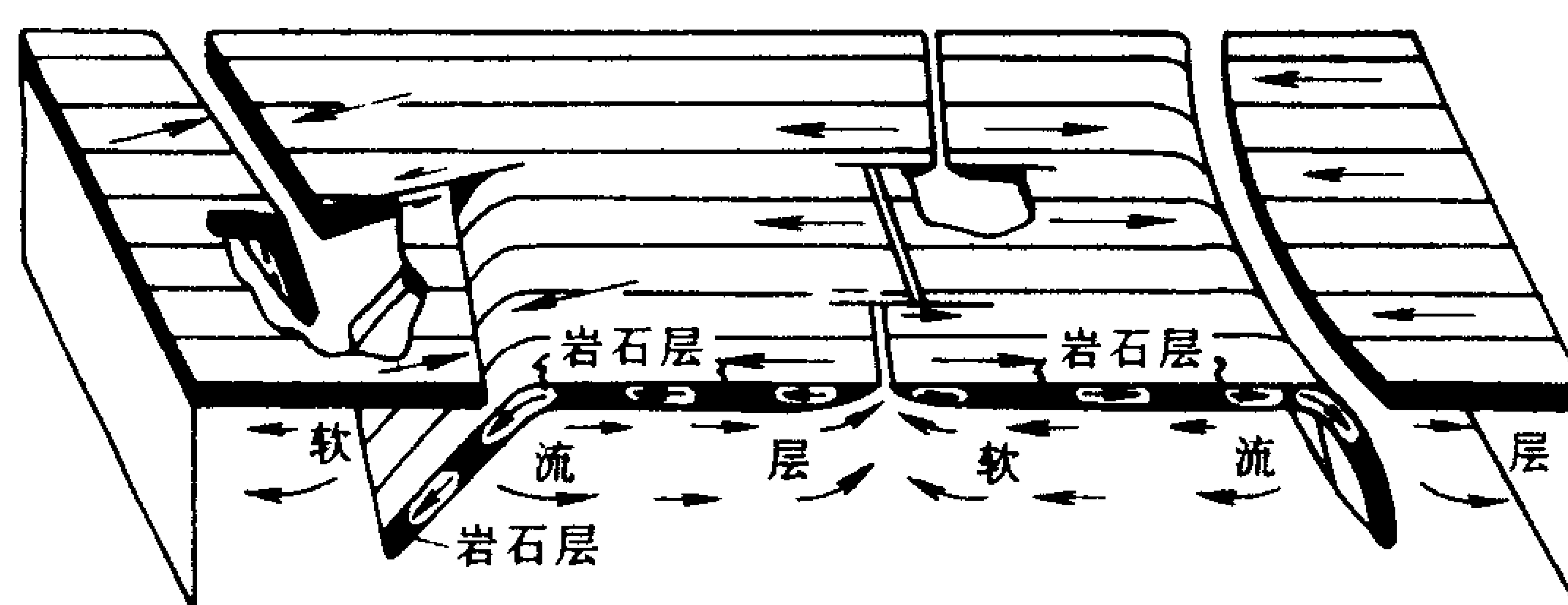


图 2－21　岩石层运动示意图(引自傅承义)

年多在 5 cm 以内。如印度洋板块与亚欧板块之间的边界——喜马拉雅山系。

3) 转换断层(或次生)型边界。这类边界是由于前两类边界的活动导致板块间的其他部分作剪切向水平错动而形成,仅见于大洋地壳中,以浅震为主,亦有少量玄武岩喷出。

三个板块相邻接的地点,称为板块的三联接合点。这个点可随板块的运动而位移。若其中一个大的活动的板块及其边界条件与应力场不相适应时,将会导致板块边界的全球性大调整。

勒比雄(X.Le Pichon)曾将全球岩石层分为六大板块。即欧亚板块、美洲板块、非洲板块、太平洋板块、澳洲板块和南极板块。这一初步方案后来被不断补充和完善,例如南、北美洲被分为两个板块,澳洲与印度也分为两个板块,太平洋板块也被一分为二(图 2－22)。另一方面,板块划分还出现了多级化趋势,即大板块分为若干与之有从属关系的次级板块的趋势。例如,西伯利

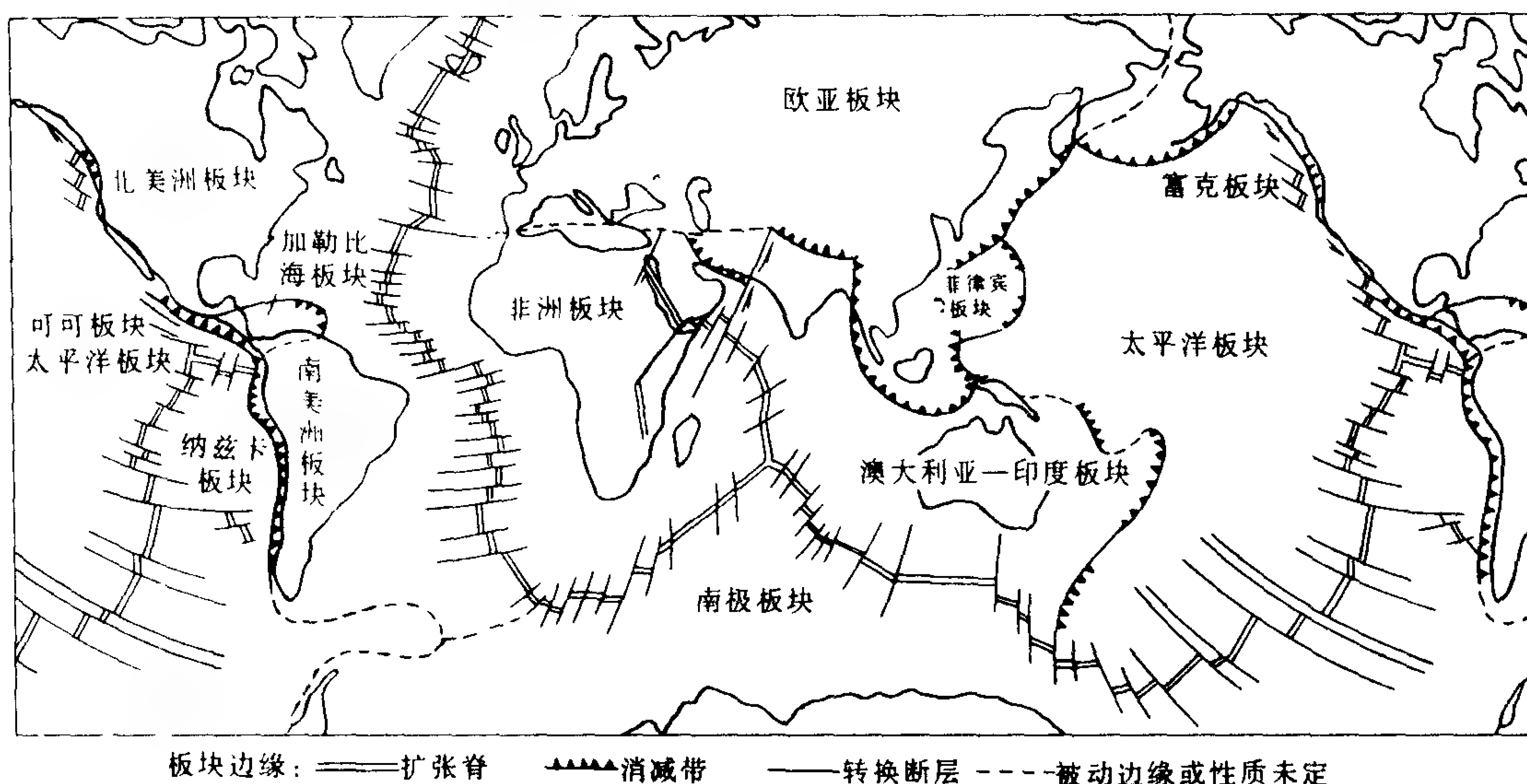


图 2 - 22 全球板块的划分(A.N.Strahler,1977)

亚板块、中国板块均系欧亚板块的组成部分。

二、槽台说与地洼说

地槽 - 地台说简称槽台说,其基本论点是:地壳运动主要受垂直运动控制,地壳此升彼降造成振荡运动,而水平运动则是派生的或次要的。驱动力主要是地球物质的重力分异作用。物质上升造成隆起,下降则造成凹陷。主要的构造单元有地槽和地台两类,地台是由地槽演化而来的。

地槽区是地壳活动强烈的地带,在地表呈长条状分布,升降速度快,幅度大,接受巨厚的沉积并有复杂的岩相变化,褶皱强烈,岩浆活动频繁。地槽发展初期以不匀速的下沉为主,接受巨厚沉积,并有基性岩浆活动,沉积物以陆源碎屑为主。随着下沉的幅度增大,沉积物由粗变细,乃至出现碳酸盐类沉积。后期受强烈挤压抬升,沉积物由细变粗,产生强烈褶皱和断裂,同时出现中、酸性岩浆活动和变质作用,最后形成突起的褶皱带。地槽经过强烈隆升运动后,活动性减弱,长期剥蚀夷平后逐渐转化为地台。

地台区是地壳较稳定的区域,升降速度和幅度较小,构造变动和岩浆活动也较弱。由于其前身系由地槽转化而来,故下部为紧密褶皱和变质基底;上部沉积了较薄的盖层,常形成宽阔的褶皱,构造形态较地槽区简单。沉积盖层被剥蚀而露出古老的褶皱基底时则称为地盾。地台与地槽之间具有过渡性质的地区,常分出另一种构造单元,称为山前拗陷或边缘拗陷带。

构造运动具有强弱交替的周期性和阶段性。稳定期,构造运动较和缓,主要表现为缓慢升降运动 活动期构造运动和岩浆活动等都较频繁,主要表现为强烈褶皱和隆起,形成巨大的山系,故有人称为造山运动。构造运动的周期性决定地壳发展具有阶段性。地球上发生的比较强烈和影响范围较广的构造运动称为构造运动期或造山运动幂。如加里东运动期、海西运动期、燕山运动期、喜马拉雅运动期等。

槽台学说极少涉及现代海洋的构造和演变，具有一定局限性。地槽转化为地台一说也不够全面。地台区并不是固定不变，只是相对稳定的一种构造单元。因此，地台和地槽都不是地壳发展的最后形式，彼此可以转化。据此，陈国达(1956)认为，地壳构造除地槽与地台外，还存在一个新的构造单元——地洼区(原称活化区)。这一观点现已发展为地洼学说。

地洼说认为，在地壳发展过程中，活动区和稳定区可以相互转化，不仅地槽区可以转化为地台区，地台区也可以转化为地洼区，这种转化绝不是简单的重复，而是由简单到复杂、由低级到高级的螺旋式发展。地洼本身也不是地壳发展的最后形式和阶段，也可能转化为更新的构造单元。地洼说的出现使传统大地构造理论增加了新的内容。

三、地质力学学说

这是地质学家李四光创立的一种学说，其基本观点是，全球地质构造的展布并非杂乱无章，而是具有一定的方向和方位。在地壳运动的一定动力方式的作用下，必将形成相应形式的构造应力场与构造体系。按照李四光的解释，构造体系是指"许多不同形态、不同性质、不同等级和不同次序，但具有成生联系的各项结构要素所组成的构造带以及它们之间所夹的岩块或地块组合而成的总体"。该学说确立的构造体系有三种，即纬向构造体系、经向构造体系和扭动构造体系，并认为地球自转及其角速度的变化所引起的地壳水平运动是推动地壳构造变动的主导因素。

第四节　火山与地震

火山与地震都是快速构造运动，不仅发生在地壳中，还涉及更深的构造圈。火山与地震是人们可以直接观察和感知的自然现象，对自然环境与人类生活都有不利影响。

一、火山

(一) 火山的类型与分布

岩浆喷出地表是地球内部物质与能量的一种快速猛烈的释放形式，称为火山喷发。火山喷出物既有气体、液体，也有固体。气体以水蒸汽为主，并有氢、氯化氢、硫化氢、一氧化碳、二氧化碳、氟化氢等。液体即熔岩，固体则指熔岩与围岩的碎屑，如火山灰、火山渣、火山豆、火山弹、火山块等。

火山喷发型式有两类。一是裂隙式喷发，多见于大洋中脊的裂谷中，是海底扩张的原因之一。陆上则仅见于冰岛拉基火山等个别地方。二是中心式或管状喷发，又可分为①夏威夷型或宁静式：只喷发熔岩而没有火山碎屑；②培雷型或爆炸式：喷发时产生猛烈爆炸现象。岩浆酸度愈高、气体含量愈多，其爆炸性也愈强。③中间型：喷发特点介于前两者之间，依喷发力递增顺序又可分为斯特朗博利型、武尔卡型、维苏威型等。

火山几乎无例外地分布于大小板块边界上。大洋中脊裂谷中的任何一地都可能喷出熔岩，据估计每年喷出的火山固液体物质达 4 km^3，而陆地上不足 1 km^3。汇聚型板块边界上火山活动尤其强烈而频繁，但火山并不分布于海沟附近，而是在与之有一定距离的岛弧一侧。据认为这是由于较

冷的大洋板块自海沟潜入岛弧一侧,需要一定时间摩擦加热导致地壳物质熔融才能引起火山喷发。

环太平洋弧-沟系统火山密集,全球500多座活火山中,有370多座分布于此,故有“火环”之称。欧亚板块南界火山也较多,称为地中海-印度尼西亚火山带。地中海区著名的火山有维苏威、埃特纳、斯特朗博利等,埃特纳火山在20~21世纪之交特别活跃。印度尼西亚一带火山19、20两个世纪都很活跃,仅1966~1970年间就有22座火山爆发,20世纪末的火山喷发还曾引起森林大火。

我国的火山以台湾一带最为活跃,自钓鱼岛至小兰屿就有20余座火山。云南腾冲、新疆于田以南昆仑山中也有小型火山。

(二)火山地貌

火山地貌在地表分布很广。裂隙式喷发在海底形成洋脊和洋盆,在陆上则形成大面积的玄武岩高原,如巴西南部高原,印度德干高原,埃塞俄比亚高原,我国内蒙古东南部的玄武岩高原等。中心式喷发形成的火山地貌,常见的有如下几类(图2-23):

1)灰渣火山锥。主要由火山碎屑物在喷口周围堆积成的锥形体,如菲律宾的马荣火山。

2)富硅质熔岩穹丘。流动性小、富含硅质的熔岩形成穹丘,如腾冲火山中的覆锅山和台北大屯火山中的个别火山体。

3)基性熔岩盾。流动性大的基性熔岩流反复喷出堆积而成的盾状体,如夏威夷火山。

4)次生火山锥。古火山锥再喷发使锥顶破坏和扩大成环形凹地,并在其中再产生新的火山锥,如维苏威火山。

5)复合火山锥。多次喷发的火山碎屑和熔岩呈层状混合堆成的火山锥,或巨大火山锥上生长许多小火山锥。如意大利埃特纳火山高达3 700 m的大火山锥上分布有300多个小型岩渣火山锥。

6)破火山口。有些爆炸式喷发的火山,喷发时堆积物很少却形成一个大的爆破口。如1815年印尼坦博腊火山爆发,火山上部大约失去7×10^{10}t物质。又如1883年喀拉喀托火山爆发冲开一个深约300多米的大坑,致使海水突然灌进火山口。

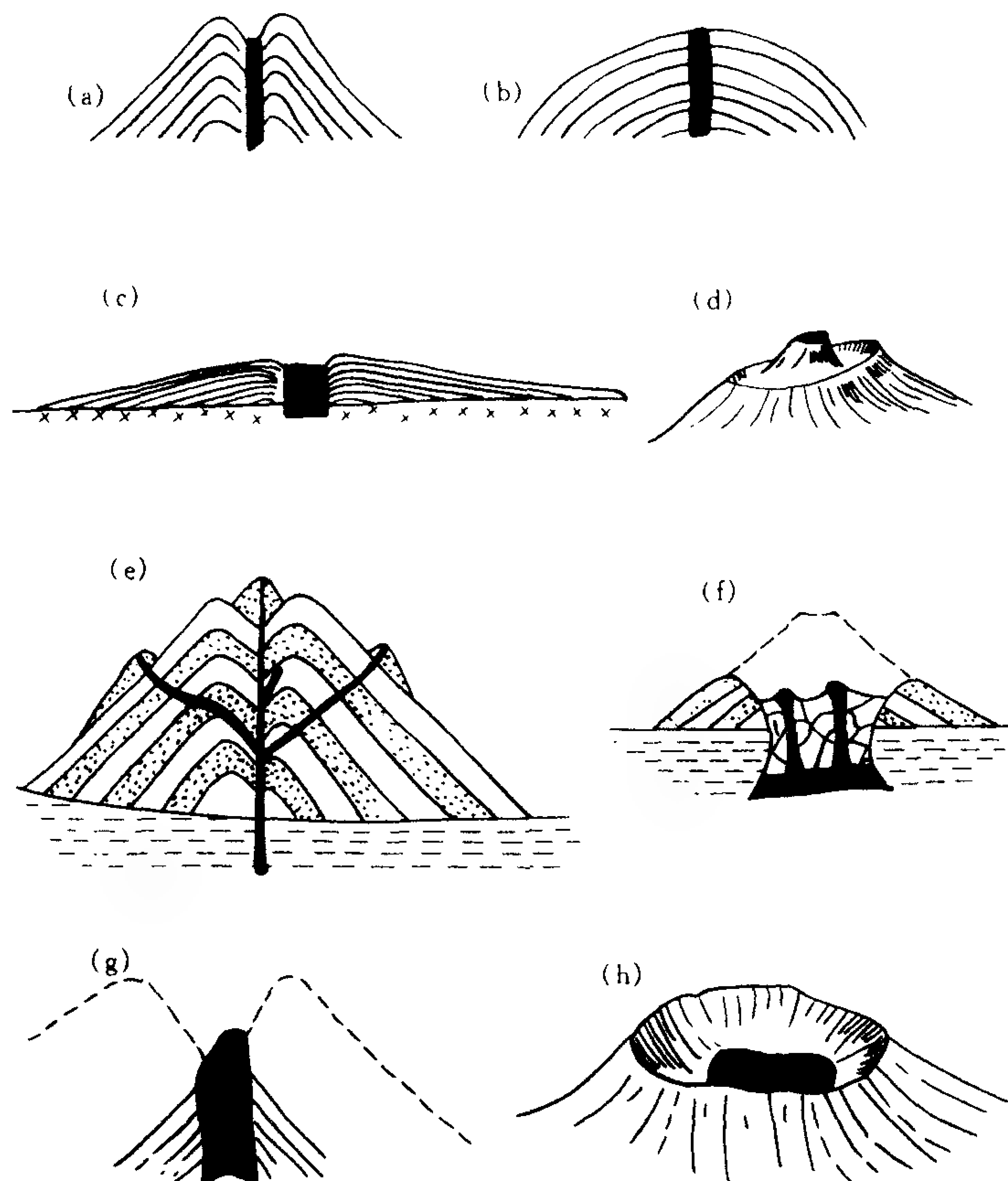
7)火山塞。填塞在火山喷管中的大块凝固熔岩,在火山锥被剥蚀后露出地表,形如瓶塞,如美国怀俄明州的“鬼塔”(Devil's Tower)。

8)火山口湖。火山口积水可形成湖泊,如白头山的天池。

二、地震

地震是构造运动的一种特殊形式,即大地的快速震动。当地球聚集的应力超过岩层或岩体所能承受的限度时,地壳发生断裂、错动,急剧地释放积聚的能量,并以弹性波的形式向四周传播,引起地表的震动。轻微地震至少也要放出$10^3\sim10^8$J的能量,足以使1×10^4t重的物质升高1 m。一个8.5级的大震,其能量约为3.6×10^{17}J,比一颗氢弹爆炸释放的能量还大,相当于一个10^6 kW发电站连续十年所发出的电能总和。

地震只发生于地球表面至700 km深度以内的脆性圈层中。地震时,地下岩石最先开始破裂的部位叫做震源。按其深度可分为浅源地震(深约70 km以内)、中源地震(70~300 km)和深源地震(300~700 km)。震源在地面上的垂直投影位置叫震中。从震源发出的地震波在地球内部传播的称为体波;体波又可分为横波和纵波。地震时,纵波较快传播到地面。沿地面传播的称为



a. 灰渣火山；b. 熔岩穹丘；c. 熔岩盾；d. 次生火山；e. 复合火山；
f. 破火山口；g. 火山塞；h. 火口湖

图 2-23 火山地貌的各种形态

面波，实际上是一种特殊横波，对地表建筑物破坏性最大。

地震释放能量的大小用震级表示，通常采用美国里克特（C.F. Richter）提出的标准来划分。目前已知最大地震不超过 8.9 里氏级。地震对地面的影响和破坏程度称为地震烈度，通常分为 12 级。烈度的大小与震源、震中、震级、构造和地面建筑物等综合特性有关。震源愈浅、或距震中愈近、或震级愈大，烈度也愈大。但一次地震在影响范围内的不同地区却可以有不同烈度。

地震除直接给人类带来灾害外，还往往伴生火灾，水灾与海啸。为减少地震造成的损失，许多国家正采取各种抗震措施，同时致力于提高地震预报水平。

世界地震区呈带状分布并与板块边界非常一致。但扩张型边界上地震带较窄即最集中，汇聚型边界上较宽，大陆碰撞型边界上尤其分散。全球地震能量的 95% 都是通过板块边界释放的，其中很大部分又来自汇聚型边界。在汇聚型边界上震源深度与洋壳俯冲深度有关，即从海沟附近至岛弧内震源深度逐渐增加。可见板块间的相互作用是引起地震的主要因素。

主要地震带包括① 环太平洋地震活动带。全世界地震释放总能量的 80% 来自这个带，大约 80% 的浅源地震和 90% 的中源地震以及几乎全部深源地震都集中在这里。它与环太平洋火山带密

切相关,但“火环”与“震环”并不重合。地震多分布于靠大洋一侧的海沟中,火山则多分布于靠陆一侧的岛弧上。② 地中海－喜马拉雅带。大致沿地中海经高加索、喜马拉雅山脉,至印度尼西亚和环太平洋带相接。这个带以浅源地震为主,多位于大陆部分,分布范围较宽。③ 大洋中脊带地震活动性较弱,释放的能量很小,均为浅源地震。因板块厚度小,形成年代新,热流值高,故多为小震,较大的地震分布于转换断层处。④东非裂谷带。地震活动性较强,均为浅源地震(图 2－24)。

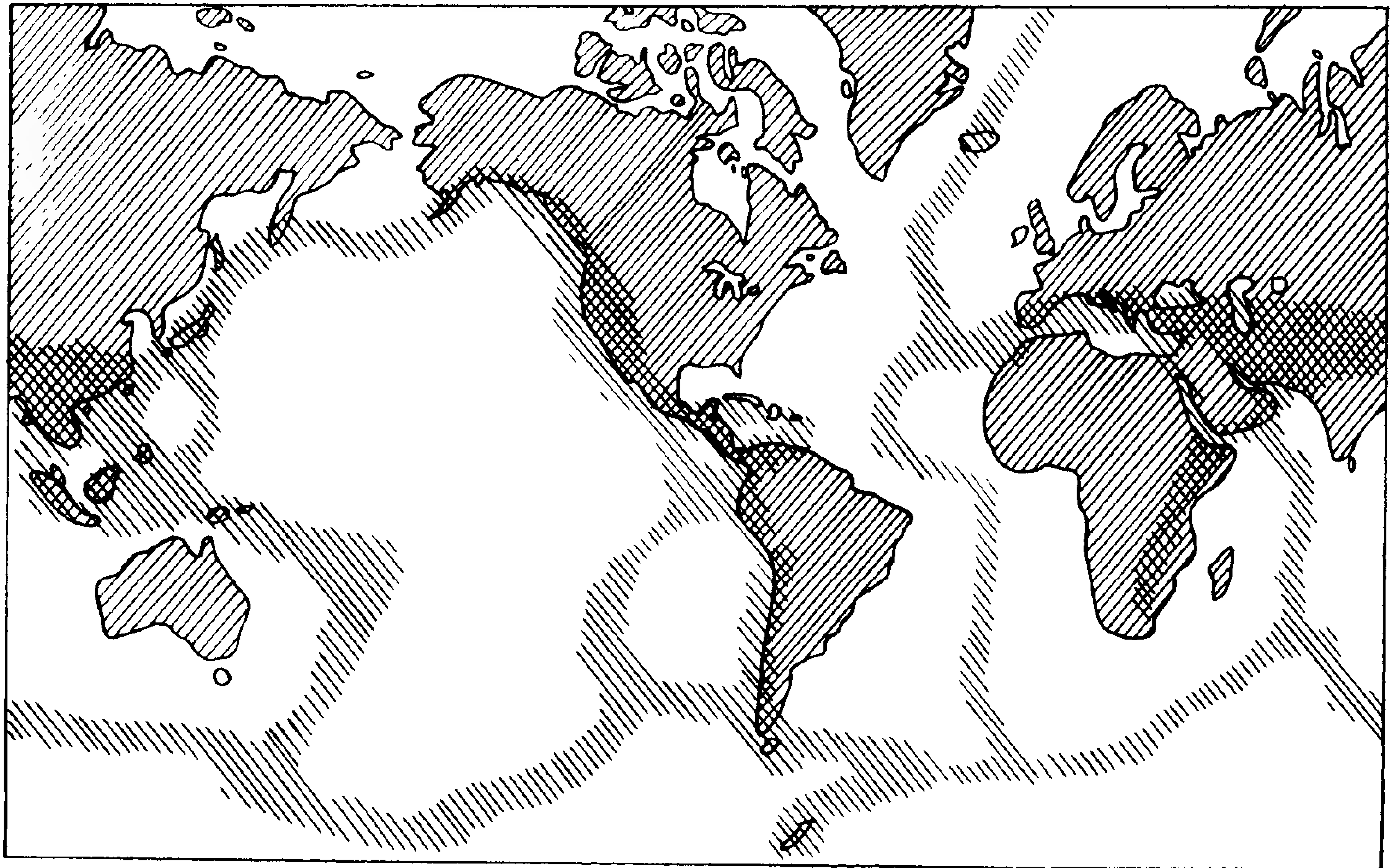


图 2－24　世界地震带分布图

我国地处环太平洋带和地中海－喜马拉雅带之间,是地震较多的国家之一。台湾省位于环太平洋带上,为我国地震最多的地方。东部其他地区的地震主要发生于河北平原,汾渭地堑,郯城－庐江大断裂(北起沈阳、营口,南经渤海至山东郯城、安徽庐江,直达湖北黄梅)等地。我国西部属于或接近地中海－喜马拉雅地震带,地震活动性较东部强烈,主要分布于青藏高原四周、横断山脉、天山南北、祁连山地以及银川－昆明构造线一带。深源地震仅见于黑龙江、吉林一带;中源地震只有台湾东部、雅鲁藏布江以南和新疆西南部;其余地方均为浅源地震。

第五节　地壳的演变

一、地质年代

在内外动力作用下,地壳的组成、结构、构造及外部形态不免经常发生变化。一系列变化构成的连续事件可以清晰地反映地壳演化的历史。通常以地质年代表示这种演化的时间与顺序,

而地质年代有相对年代与绝对年代之分。

(一) 相对年代法或古生物地层法

依据地层下老上新的沉积顺序,地层剖面中的整合与不整合关系,标准古生物化石与生物群体进行对比,确定某个地层或事件的相对年代的方法,称为相对年代法或古生物地层法。这个方法把地质历史分为隐生宙与显生宙两大阶段。宙以下依次分为代、纪、世等国际统一的时代划分单位(表 2-3)。每个时代单位相应的地层单位称为宇、界、系、统……。

表 2-3　地质年代及地壳发展历史简表

相对时代			符号	距今年数	生物发展阶段		主要构造运动	
宙	代	纪		($\times 10^6$ a)	动物界	植物界	中国	西欧
显生宙	新生代	第四纪	Q	2~3	人类时代	被子植物时代	喜马拉雅运动	阿尔卑斯运动
		新第三纪	N	26	哺乳动物时代			
		老第三纪	E	70			燕山运动	
	中生代	白垩纪	K	138	爬行动物时代	—		
		侏罗纪	J	190		裸子植物时代	印支运动	
		三叠纪	T	230			华力西运动(或海西运动)	华力西运动(或海西运动)
	上古生代	二叠纪	P	275	两栖动物时代	— 陆生孢子植物时代		
		石炭纪	C	330				
		泥盆纪	D	385	鱼类时代	半陆生孢子植物时代	加里东运动	加里东运动
	下古生代	志留纪	S	435	海生无脊椎动物时代			
		奥陶纪	O	500				
		寒武纪	Є	600		海生藻类时代		
隐生宙	元古代	震旦纪	Z	1 500?	低级原始动物		蓟县运动	
		前震旦纪	A_H		原始菌藻类时代		吕梁运动	
	太古代			4 600?	基本上无任命		五台运动	
	地球最初发展阶段							

(二) 绝对年代法

相对年代法虽能分清地质事件的先后,却不能确定其具体时间。后来随着科学技术的发展而兴起的同位素年龄测定方法很好地弥补了这一缺陷。这一方法的特点是通过矿物或岩石的放射性同位素的测定,依据放射性元素蜕变规律计算其绝对年龄,即距今天的年数。目前常用的同位素测年法有 U-Th-Pb 法、K-Ar 法、Rb-Sr 法、Sm-Nb 法、C^{14}法等,其中有些适用于较长年代的测定,有的则适用于较短年代的测定。

(三) 与地球演变有关的几种地质年龄

现在地壳中最古老的岩石为格陵兰西南部的阿尔曹库正片麻岩,年龄为 3 980 ± 170 百万年(Rb-Sr 法)或 3 620 ± 100 百万年(Pb 法)。这表明,在 $30 \times 10^8 \sim 40 \times 10^8$ 年之前地球就已经有了质轻的花岗岩地壳。通过铅、锶等同位素蜕变规律推算,有人认为地壳的年龄约为 45.6×10^8 年。根据陨石、月岩(壤)和地壳古老岩石测定的数据估算也发现,其年龄均在 46×10^8 年左右。

由此可见,原始地球形成的时间比地壳年龄早,大致为 $50\times10^8\sim70\times10^8$ 年。因为由冷的星际固体物质积聚而成的原始地球,需经长期变热和重力分异才能形成地壳、地幔和地核。

地球上发现的最早的生物化石是南非和澳大利亚的似蓝藻化石和杆状细菌微化石,其年龄分别为 $32\times10^8\sim33\times10^8$ 年和 $30\times10^8\sim31\times10^8$ 年,由此可见,在 30×10^8 年前地球上便出现了早期的生命形式——原核生物。

综上所述,与地壳早期演化有关的几种年龄如下:地球物质,尤其是重化学元素形成的年龄早于地球的年龄;地球形成的年龄约为 $50\times10^8\sim70\times10^8$ 年;地壳形成的年龄约为 46×10^8 年;现有最古老的岩石年龄为 $30\times10^8\sim40\times10^8$ 年;已知最早的生物化石的年龄超过 30×10^8 年。

二、地壳演化简史

(一) 太古代(距今约 25×10^8 年前)

太古代是地质年代中最古老而且历时最长的一个代,即原始地壳、原始大气圈、水圈、沉积圈和生物发生、发展的初期阶段。

太古界地层由深变质正、副片麻岩组成。已知其中最古老的年龄为 40×10^8 年。可见此前已出现了小型花岗岩质地壳、沉积岩、原始大气圈和水圈,并有物理化学风化。在这些结晶变质岩基底上覆盖着一层变质较轻的绿岩带,其年龄为 $34\times10^8\sim23\times10^8$ 年间。据推测,太古代早期地球表面有许多小型花岗质陆块,陆块之间有深浅多变的古海洋。各小陆块在移运中结合成面积较大的大陆板块。这些最古老的陆块现散布于各大陆中,成为稳定陆块的核心——克拉通或古地盾。

构造运动与岩浆活动广泛而强烈,原始海洋面积比现在大,但海水为酸性矿化水,大气圈富含碳酸气、水汽与火山尘,氮与氧含量很少。陆地灼热而荒芜,某些浅海开始出现蛋白质与核酸,后期并发展为原核细胞,构成形态简单的细菌与蓝藻。

(二) 元古代(距今 $25\times10^8\sim6\times10^8$ 年)

陆壳逐渐增厚变广,火山活动相对减少,岩性从基性转向酸性,巨厚下元古界碎屑沉积促进花岗岩化并形成大型侵入体;大气 CO_2 浓度降低,水中钙、镁离子增多;开始出现碳酸盐岩,直接影响岩浆活动并形成碱性派生岩;随着游离氧的增加,大气开始转为氧化环境;全球进入第一次大冰期。

大气氧含量增至目前的千分之一,即达到尤里点;原核生物进化为真核生物,嫌气生物向喜氧生物转化,物种数增多,植物得到第一次大发展,绿藻、轮藻、褐藻、红藻等能进行光合作用的原始低等植物大量出现。晚期开始出现原始动物。澳洲伊迪卡拉动物群中已有叠层石、腔肠动物,蠕虫动物与节肢动物,北美则有海绵。

元古代曾发生多次构造运动,如我国的五台运动、吕梁运动、澄江运动、蓟县运动,北美的克诺勒运动、哈德逊运动、格伦维尔运动、贝尔特运动等。褶皱带使原有小陆块逐渐拼合为古陆,后来并成为各大陆的古老褶皱基底和核心。

总之,包括太古代与元古代在内的隐生宙最重要的事件,一是生命的出现并开始走向繁荣;二是原始大气圈与水圈成分开始向现代成分转变;三是形成了陆核与地盾。为地壳乃至地理环境未来的发展奠定了基础。

(三) 古生代(距今 $6\times10^8\sim2.3\times10^8$ 年)

古生代共含5个纪,即寒武纪、奥陶纪、志留纪、泥盆纪、石炭纪和二叠纪。此期间大陆历经分合。元古代末的泛大陆在寒武纪分裂为冈瓦纳大陆、北美大陆、欧洲大陆和亚洲大陆。奥陶纪末发生加里东运动,至泥盆纪时前加里东地槽褶皱成山,欧洲与北美大陆合并;海西运动后欧美大陆与冈瓦纳大陆合并;至晚二叠纪,乌拉尔褶皱成山,亚欧大陆形成,一个新的泛大陆出现在地球表面(图 2-25,2-26)。

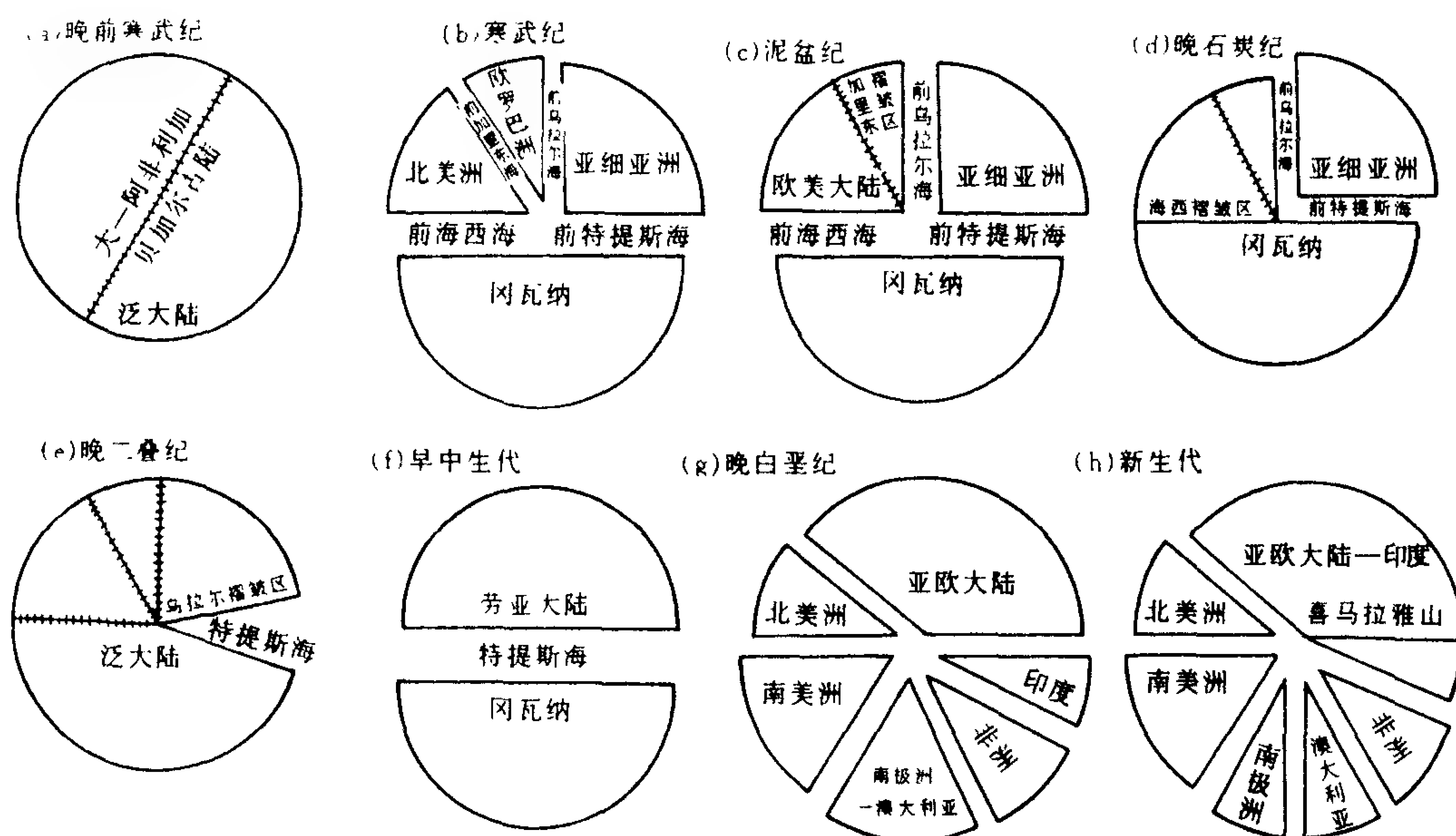


图 2-25 7×10^8 年来大陆的分合(据 Wilson)

我国的扬子古陆在元古代后期曾是冈瓦纳古陆的一部分,大致位于现在的印度洋北部,后从冈瓦纳古陆分裂出来并向北漂移,至晚古生代才与中朝古陆在秦岭-淮扬山地碰撞合并(王荃等,1979)。

构造运动与陆地分合对地理环境的发展与生物演化都有重要影响。寒武纪泛大陆的分裂引起海侵,大陆架广布,海生无脊索动物空前繁盛,节肢动物三叶虫与腕足类数量大增,海生植物出现向海生动物过渡的迹象。奥陶纪海底广泛扩张,腕足类、角石、笔石、鹦鹉螺与珊瑚等成为世界性广布种,原始鱼类出现。志留纪后期构造运动剧烈,海生动物进入大陆淡水水域,真正的鱼类与维管束植物相继出现。晚古生代大陆趋于合并而发生海退,海生无脊索动物因生活环境变化而种类、数量大减,鱼类进入全盛期,陆生运动日趋繁荣。石炭、二叠纪两栖动物进一步发展,以致有"两栖动物时代"之称,爬行动物开始发展,植物由孢子植物向裸子植物转变,以蕨类为主的森林遍布大陆。

总之,古生代早期是海生无脊椎动物与低等植物繁荣的时代,晚期则是植物及脊椎动物登上大陆的时代。

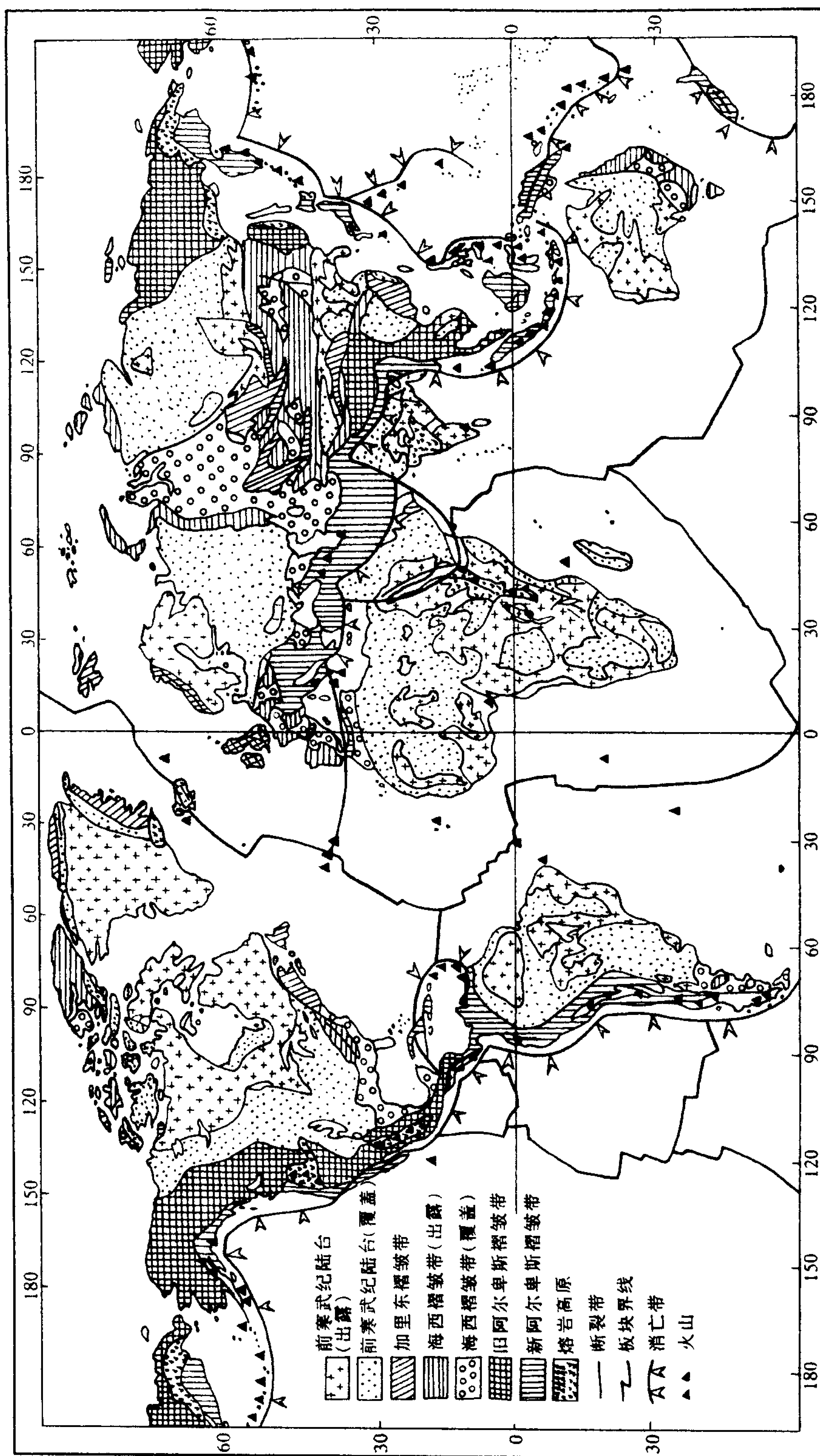


图 2-26 世界地质构造简图

（四）中生代（距今 $2.3 \times 10^8 \sim 0.7 \times 10^8$ 年）

中生代包括三叠纪、侏罗纪和白垩纪，延续时间共 1.6×10^8 年。晚二叠纪泛大陆在晚三叠纪重新开始分裂并延续到新生代。三叠－侏罗纪北大西洋开始扩张，北美洲与非洲率先分裂，形成北部的劳伦斯与亚细亚即劳亚古陆与南部的冈瓦纳古陆。侏罗－白垩纪间南美洲与非洲分裂，南大西洋开始扩张。非洲与印度则在侏罗纪同南极与澳洲分离，其间开始形成印度洋，白垩纪时北大西洋向北展宽，随着印度向东北漂移，印度洋逐渐扩大，而古地中海日益缩小。

造山运动普遍而强烈。欧洲有旧阿尔卑斯运动，美洲有内华达运动与拉拉米运动，中国为印支运动与燕山运动。褶皱、断裂与岩浆活动极为活跃，中国大陆的基本轮廓即在此时建立。

生物界变化显著，裸子植物成为最繁盛的门类，苏铁、银杏与松柏类陆生植物的发展为爬行动物提供了丰富的食物，以致爬行动物成为最繁荣的脊索动物，陆地上有恐龙，海上有鱼龙和蛇颈龙，空中有翼龙。最早发现于兰州海石湾，后来却以合川马门溪龙命名的食草类恐龙，体长 22 m，重约 100 t，是我国最大的恐龙化石标本。山东诸城发现的“巨型山东龙”，高 8 m，长 15 m，则是已知最高的鸭嘴龙。海生无脊索动物菊石也颇兴盛。因此中生代被称为恐龙时代、菊石时代或苏铁时代。三叠纪晚期，爬行类开始向哺乳类和鸟类演化。白垩纪鸟类特征已与现代鸟类接近。晚白垩世被子植物取代裸子植物渐占统治地位。到白垩纪末，盛极一时的物种尤其是恐龙突然灭绝。

（五）新生代（0.7×10^8 年以来）

新生代含老第三纪、新第三纪和第四纪，历时最短且距今最近。此期间海底继续扩张，澳洲与南极洲分离，东非发生张裂，印度与亚欧大陆碰撞，第三纪强烈的构造运动（欧洲称新阿尔卑斯运动，亚洲称喜马拉雅运动）使古地中海带即阿尔卑斯－喜马拉雅带与环太平洋带形成一系列巨大的褶皱山地，古地台也发生拱曲、断层，断陷盆地中广泛堆积红层。

老第三纪气候温暖而潮湿，强烈造山运动后大气环流系统发生变化，许多地方趋向干冷。青藏高原的隆起给东亚季风环流以巨大影响，华中华南发育暖湿森林。第四纪温带与两极进一步变冷，地球再次发生大规模冰川作用并经历了多次冰期与间冰期。

被子植物空前发展，森林植被在原有针叶林基础上出现常绿阔叶林、落叶阔叶林等，从而变得多样化。新第三纪初出现了以单子叶草本植物为主的草原，第四纪出现苔原。哺乳动物也空前繁盛，故新生代又称哺乳动物时代。被子植物发达促进昆虫进而鸟类的昌盛。草原扩大后，以有蹄类和啮齿类为代表的草原动物群也相应得到发展。然而新生代最重要的事件仍然是第四纪出现了人类。所以第四纪又称灵生代。

主要参考书

1. 夏邦栋等． 地质学概论．北京：高等教育出版社，1992
2. J.H.塔奇． 地球的构造圈：北京：地质出版社，1984
3. 傅承义． 大陆漂移、海底扩张和板块构造．北京：科学出版社，1974
4. A.N.斯特拉勒等． 自然地理学原理．北京：高等教育出版社，1981
5. 周廷儒． 古地理学．北京：北京师范大学出版社，1982

第三章　大气和气候

连续包围地球的气态物质称为大气。大气是自然环境的重要组成部分和最活跃的因素，在地理环境物质交换与能量转化中是一个十分重要的环节。大气层中天气系统的生成与消亡，发展与运动，是全球气候的基础。大气层既是使生物免受有害辐射的保护层，其所含气体还满足了植物、动物维持生命的需要。

第一节　大气的组成和热能

一、大气的成分

地球大气是多种物质的混合物，由干洁空气、水汽、悬浮尘粒或杂质组成。在距地表 85 km 以下的各种气体成分中，一般可分为两类。一类称为定常成分，各成分之间大致保持固定比例，这些气体主要是氮(N_2)、氧(O_2)、氩(Ar)和微量惰性气体氖(Ne)、氪(Kr)、氙(Xe)及氦(He)等；另一类称可变成分，这些气体在大气中的比例随时间、地点而变，其中包括水汽(H_2O)、二氧化碳(CO_2)、臭氧(O_3)和碳、硫、氮的化合物，如一氧化碳(CO)、甲烷(CH_4)、硫化氢(H_2S)、二氧化硫(SO_2)等。

(一) 干洁空气

通常把除水汽、液体和固体杂质外的整个混合气体，称为干洁空气，简称干空气。它是地球大气的主体，主要成分是氮、氧、氩、二氧化碳等，此外还有少量氢、氖、氪、氙、臭氧等稀有气体。由表 3-1 可知，氮、氧、氩三种气体占干空气容积的 99.97%，如果再加上二氧化碳，则剩下的次要成分所占容积还不到 0.01%。观测结果表明，85 km 以下大气运动和分子扩散的结果，使得空气充分混合，干洁大气各成分的比例得以维持常定。因此，可将 85 km 以下的干空气当作一种

表 3-1　干洁空气的成分及其性质

气体种类和分子式		空气中的含量/%		分子量	临界温度/℃和临界压力/大气压		沸点温度/℃(气压为 760 mm)
		按容积	按质量				
氮	N_2	78.09	75.52	28.016	-147.2	33.5	-195.8
氧	O_2	20.95	23.15	32.000	-118.9	49.7	-183.1
氩	Ar	0.93	1.28	39.944	-122.0	48.0	-185.6
二氧化碳	CO_2	0.03	0.05	44.010	31.0	73.0	-78.2
臭氧	O_3	0.000 001	—	48.000	-5.0	92.3	-111.1
干洁空气		100.00	100.00	28.964	-140.7	37.2	-193.0

分子量为28.964的单一气体处理。85 km以上的高层大气，主要由于氮和氧的离解，大气各成分间的比率开始随高度和时间而变化。

1. 氮和氧 N_2约占大气容积的78%。常温下，N_2的化学性质不活泼，不能直接被植物利用，只能通过豆科植物根瘤菌，部分固定于土壤中。N_2对太阳辐射远紫外光谱区0.03～0.13μm具有选择性吸收。O_2占地球大气质量的23%，按体积比占21%。丰富的O_2是动植物赖以生存、繁殖的必要条件。除了游离存在的氧气外，氧还以硅酸盐、氧化物、水等化合物形式存在，在高空还有臭氧及原子氧。O_2在波长小于0.24μm的辐射作用下受到分解，大气中臭氧层的形成就和O_2的分解作用有关。

2. 二氧化碳(CO_2) 只占整个大气容积的0.03%，多集中在20 km高度以下，主要由有机物燃烧、腐烂和生物呼吸过程产生。因此，大工业区和城市上空大气CO_2的含量较多，有的地区含量可超过0.05%，甚至0.07%。二氧化碳在水温低的情况下，易溶于海水，所以海洋中CO_2比大气可能要多几倍。随着工业的发展及世界人口的增长，全球大气中CO_2含量逐年增加。据有关资料，1956—1976年，平均每年增加约23×10^8t。1975年大气中CO_2本底浓度约为324×10^{-3}mL/L，估计比工业化前的浓度($290\sim300\times10^{-3}$mL/L)高10%。目前正以0.7×10^{-3}mL/L每年的速率增长。CO_2对太阳短波辐射吸收很少。但能强烈吸收地表长波辐射，致使从地表辐射的热量不易散失到太空中。它可能改变大气热平衡，导致地面和低层大气平均温度上升，引起严重的气候问题。

3. 臭氧 主要分布在10～40 km高度处，极大值在20～25 km附近，称为臭氧层。O_3在大气中的比例虽然很小，但具有强烈吸收太阳紫外辐射的能力。O_3有几个吸收带，最强的吸收带在波长0.22～0.32 μm的紫外区。在红外区，O_3还有4.7 μm，9.6 μm及14.1 μm三条吸收谱线。研究表明，人们大量使用氮肥以及用作冷冻剂和除臭剂的碳氟化合物(氟利昂)所造成的污染，能使平流层的臭氧遭到破坏。从20世纪70年代以来，南极地区上空大气O_3含量在减少，尤以每年10月份前后，突然减少30%～40%。减少区域像一个空洞，因而称之为南极臭氧洞。臭氧层的破坏可能引起一系列不利于人类的气候生物效应，因而受到国际社会广泛重视。

(二) 水汽

据估计，整个大气包含的水汽平均为1.24×10^{10}g，占地球总水量的0.001%，相当于24 mm厚的水层。大气中水汽主要来源于水面蒸发和植物蒸腾，特别是海洋蒸发。水汽上升凝结形成后，又以降水形式降到陆地和海洋上。地球年平均降水量为3.36×10^{20} g，其中2.97×10^{20} g降在洋面上，0.99×10^{20} g降在陆面上，总降水量相当于780 mm厚的水层。因此，大气中的水汽平均每年更替约32次，即11天更替一次。

水汽在大气中是一种可变气体。含量不仅随时间和地点变化，而且与大气环流、海陆分布密切相关。一般说来，地面大气中的水汽含量随纬度增加而减少。离海洋愈远水汽含量愈少。内陆沙漠上空，水汽含量接近于零。而在温暖的海洋或热带丛林上空，水汽含量可高达3%～4%。水汽的年变化也很大。通常水汽含量主要集中在距地面3 km范围内。从地面到高空，每升高1.5～2.0 km，水汽含量减少1/2，到5 km高度上，含量减少到地面的1/10。8～10 km以上，水汽就非常少了。

大气中水汽是唯一能发生相变的大气成分，同时，水汽能强烈吸收和放出长波辐射能；在相变过程中还能释放和吸收热量。因此，水汽在天气变化、大气能量转换过程及大气与地面的能量

交换中起着重要的作用。

（三）固、液体杂质（悬浮颗粒）

大气悬浮固体杂质和液体微粒，也可称为气溶胶粒子。除由水汽变成的水滴和冰晶外，主要是大气尘埃和其他杂质。其半径一般为$10^{-2} \sim 10^{-8}$ cm（表3－2），多集中在低层大气中。气溶胶粒子的主要来源有自然源和人工源两种。自然源包括火山灰、宇宙尘埃、陨石灰烬、植物花粉孢子、岩石风化后的粉尘、森林着火后的灰烬、海水溅沫蒸发后残留在空中的盐粒等。人工源主要是人类活动和工业生产过程中排放的烟、粉尘等。

表3－2 气溶胶质粒成分和尺度谱

气溶胶质粒成分	球半径/cm
小离子	$< 10^{-7}$
中等离子	$10^{-7} \sim 2\times10^{-6}$
大离子	$2\times10^{-5} \sim 10^{-5}$
爱根核	$2\times10^{-5} \sim 10\times10^{-5}$
烟、尘埃、霾	$10^{-5} \sim 10^{-4}$
大凝结核	$10^{-5} \sim 3\times10^{-4}$
巨凝结核	$3\times10^{-4} \sim 3\times10^{-3}$
云或雾滴	$10^{-4} \sim 5\times10^{-2}$
毛毛雨滴	$5\times10^{-3} \sim 5\times10^{-2}$
雨　　滴	$5\times10^{-2} \sim 5\times10^{-1}$

大粒子集中分布在近地面或源地附近。直径小于1 μm的粒子可随气流升得很高并远距离飘浮。近地面大气层气溶胶粒子的浓度，一般陆地大于海洋，城市大于农村。城市上空的粒子又随工业发展、人口增多而增加。在时间上，一般夜间悬浮的粒子多于白天，冬季多于夏季。

大的水溶性气溶胶粒子最易使水汽凝结，是成云致雨的重要条件。气溶胶粒子能吸收部分太阳辐射并散射辐射，从而改变大气透明度。它对太阳直接辐射的影响和增大散射辐射、大气长波逆辐射，都有可能破坏地球的辐射平衡。

二、大气的结构

（一）大气质量

1．大气上界　大气按其物理性质来说是不均匀的，特别是在铅直方向上变化急剧。在很高的高度上空气十分稀薄，气体分子之间的距离很大。在理论上，当气压为零或接近零的高度为大气的顶层，但这种高度不可能出现。因为在很高的高度上渐渐到达星际空间，不存在完全没有空气分子的地方。据宇宙飞行器资料证明，地球大气圈外的空间，还围绕由电离气体组成的极稀薄的大气层，称为“地冕”。它一直伸展到22 000 km高度。在它以外的星际空间，每立方米体积中仍有数十个离子。由此可见，地球大气圈的顶部并没有截然界限。

气象学家认为，只要发生在最大高度上的某种现象与地面气候有关，便可定义这个高度为大气上界。因此，过去曾把极光出现的最大高度（1 200 km）定为大气上界。物理学家、化学家则从

大气物理、化学特征出发，认为大气上界至少高于 1 200 km，但不超过 3 200 km，因为在这个高度上离心力已超过重力，大气密度接近星际气体密度。所以在高层大气物理学中，常把大气上界定在 3 000 km 左右。

2. 大气质量　大气高度虽然不易确定，大气质量却可以从理论上求得。假定大气是均质的，则大气高度约为 8 000 m，整个大气柱的质量为

$$
\begin{aligned}
m_0 &= \rho_0 H \\
&= 1.225 \times 10^{-3} \times 8 \times 10^5 \\
&= 1\ 013.3\ \text{g/cm}^2
\end{aligned}
$$

式中，ρ_0 为标准情况下（$T = 0$ ℃，气压为 1 013.25 hPa）的大气密度。于是，整个地球大气的总质量为 5.14×10^{18} kg。实际上，空气具有高度可压缩性，大气低层密度大于高层。由于大气密度随高度按指数规律减少，因而大气质量的减少也按指数规律。由海平面至 5.5 km高度的大气中含有大气总质量的 50%，至 8 km 含有 63%，至 36 km 含有 99%（图 3－1）。离地面 36～1 000 km内不足总质量的 1%。

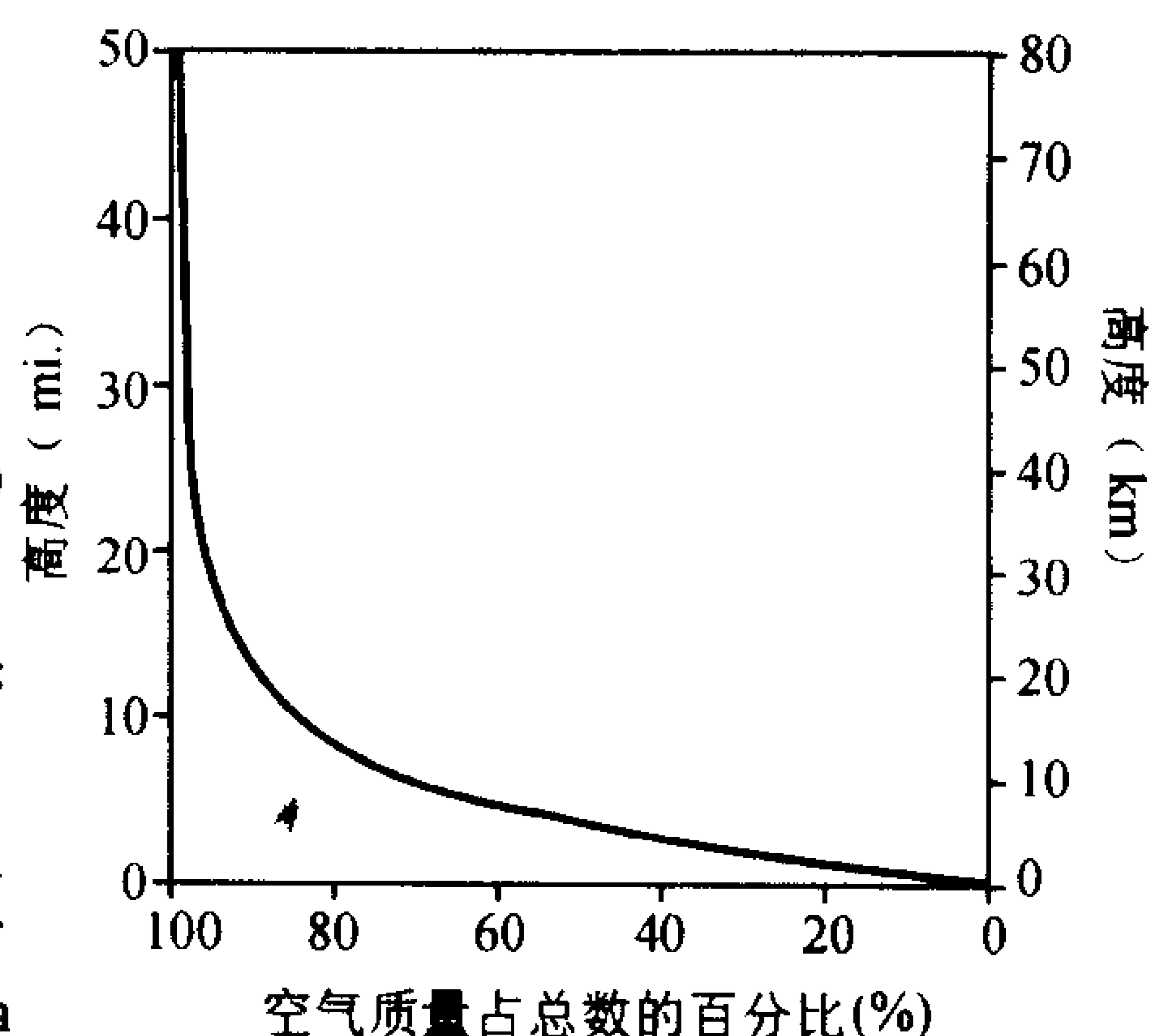


图 3－1　不同高度大气质量所占的百分比
（据 R.G.Barry 和 R.J.Chorley.1976）

（二）大气压力

1. 气压　定义从观测高度到大气上界单位面积上（横截面积 1cm²）铅直空气柱的重量为大气压强，简称气压。测量气压的仪器通常有水银气压表和空盒气压计两种。气压单位可用水银柱高度毫米(mm)表示，但国际单位制用帕斯卡(Pa)，气象学则采用百帕(hPa)为单位。1 hPa 是 1cm^2 面积上受到 10^{-2}N 力时的压强值，即 $1\text{hPa} = 10^{-2}\text{N/cm}^2$。气象学把温度为 0℃，纬度为 45 度的海平面气压作为标准大气压，称为 1 个大气压。相当于1 013.25 hPa。

地面气压值在 980～1 040 hPa 之间变动，平均为 1 013 hPa。气压有周期性日变化和年变化，还有非周期性变化。气压非周期性变化常与大气环流和天气系统有联系，且变化幅度大。气压日变化，一昼夜有两个最高值(9～10 时，21～22 时)和两个最低值(3～4 时，15～16 时)。热带的日变化比温带明显。赤道地区气压的年变化不大，高纬地区较大；大陆和海洋也有显著差别，大陆冬季气压高，夏季最低，而海洋相反。

由于地表的非均一性及动力、热力因子影响，在同一水平面上实际气压的分布并不均匀。根据各地同一时刻的海平面气压值，在地图上用等压线绘出高、低气压的分布区域，就是水平气压场(图 3－2)。气压场中一般可分为低气压、高气压、低压槽、高压脊及鞍形等区域。

2. 气压的垂直分布　气压大小取决于所在水平面上的大气重量，随着高度的上升，大气柱重量减少，所以气压随高度升高而降低。其一般情况如图 3－3 所示。近地面层气压大约每上升 10 m 减少 1 hPa；随着高度升高，由于空气质点密度减小，递减率也随之减小。

气压随高度的实际变化与气温和气压条件有关。从表 3－3 可以看出：①在气压相同条件下，气柱温度愈高，单位气压高度差愈大，气压垂直梯度愈小，即暖区气压垂直梯度比冷区小。②在相同气温下，气压愈高，单位气压高度差愈小，气压垂直梯度愈大。因此，地面高气压区，气压随海拔上升而降低得很快，上空往往出现高空低压。因此地面暖区气压常比周围低，而高空气压往往比同高度的邻区高；地面冷区气压常比周围高，而高空气压往往比周围低。

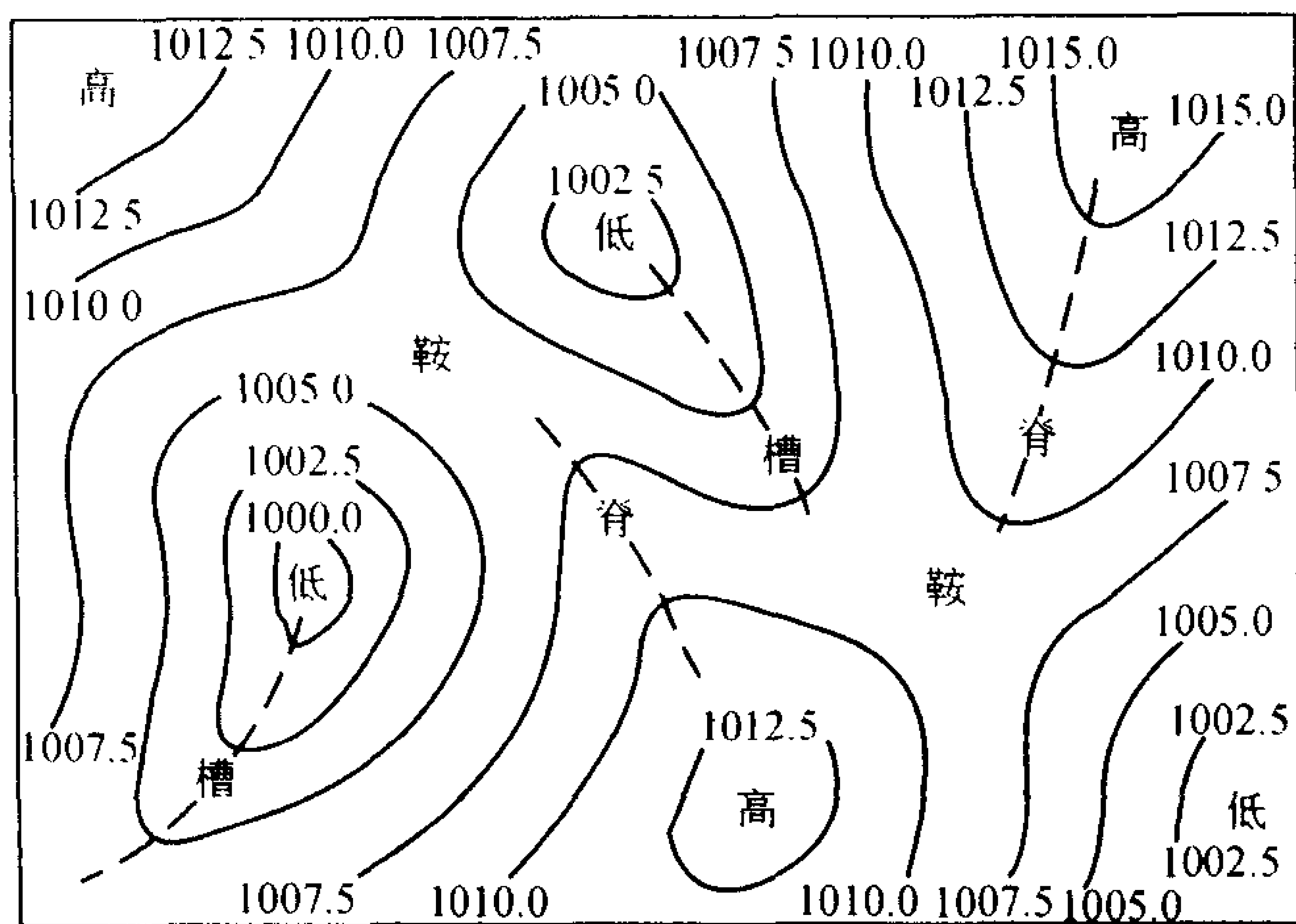


图 3-2 气压场的几种基本型式

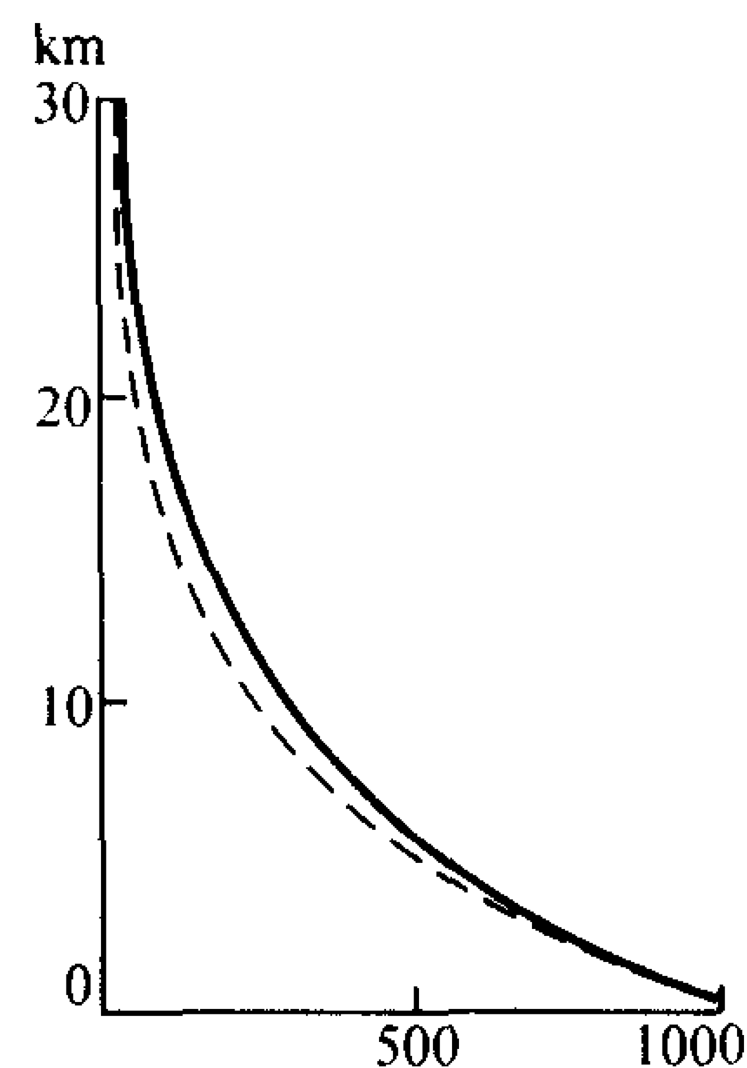


图 3-3 气压随高度的分布

表 3-3 不同气温、气压条件下的单位气压高度差/m·hPa⁻¹

气温/℃ 气压/hPa	-40	-20	0	20	40
1 000	6.7	7.4	8.0	8.6	9.3
500	13.4	14.7	16.0	17.3	18.6
100	67.2	73.6	80.0	86.4	92.8

由于气压和高度的关系十分密切,因此常常用 hPa(百帕)表示海拔高度。如用 1 000 hPa 代表海平面,500 hPa 大约代表 5 500 m 高度,300 hPa 大约代表 9 000 m 高度。表 3-4 列出了理想大气中高度与气压的关系。

表 3-4 标准大气中气压与高度的关系

气压/hPa	1 013.25	845.4	700.8	504.7	410.4	307.1	193.1	102.8	46.7
高度/m	0	1 500	3 000	5 500	7 000	9 000	12 000	16 000	21 000

(三)大气分层

按照分子组成,大气可分为两个大的层次,即均质层和非均质层。均质层为从地表至 85 km 高度的大气层,除水汽有较大变动外,其组成较均一。85 km 高度以上为非均质层,其中又可分为氮层(85 ~ 200 km)、原子氧层(200 ~ 1 100 km)、氦层(1 100 ~ 3 200 km)和氢层(3 200 ~ 9 600 km)。非均质层质量虽只有大气总质量的 0.01%,但对地球上的生物却起着很重要的作用。它能过滤太阳辐射的高能部分,避免生物被离子化或燃烧,是地面扩散污染物的强氧化场所。按大气化学和物理性质,可分为光化层和离子层。光化层具有分子、原子和自由基组成的化学性质,其中包括约在 20 km 高度处、O_3 浓度最大的臭氧层。其他活跃成分包括原子氧(O)、羟基(OH)、氢过氧基(HO_2)等。离子层包含大量离子,有反射无线电波能力。从下而上,又分为 D、E、

F_1、F_2 和 G 层，各层中离子含量为 $10^3 \sim 10^6/cm^3$。

但在气象学中，通常按照温度和运动情况，将大气圈分为五层（图 3-4）。

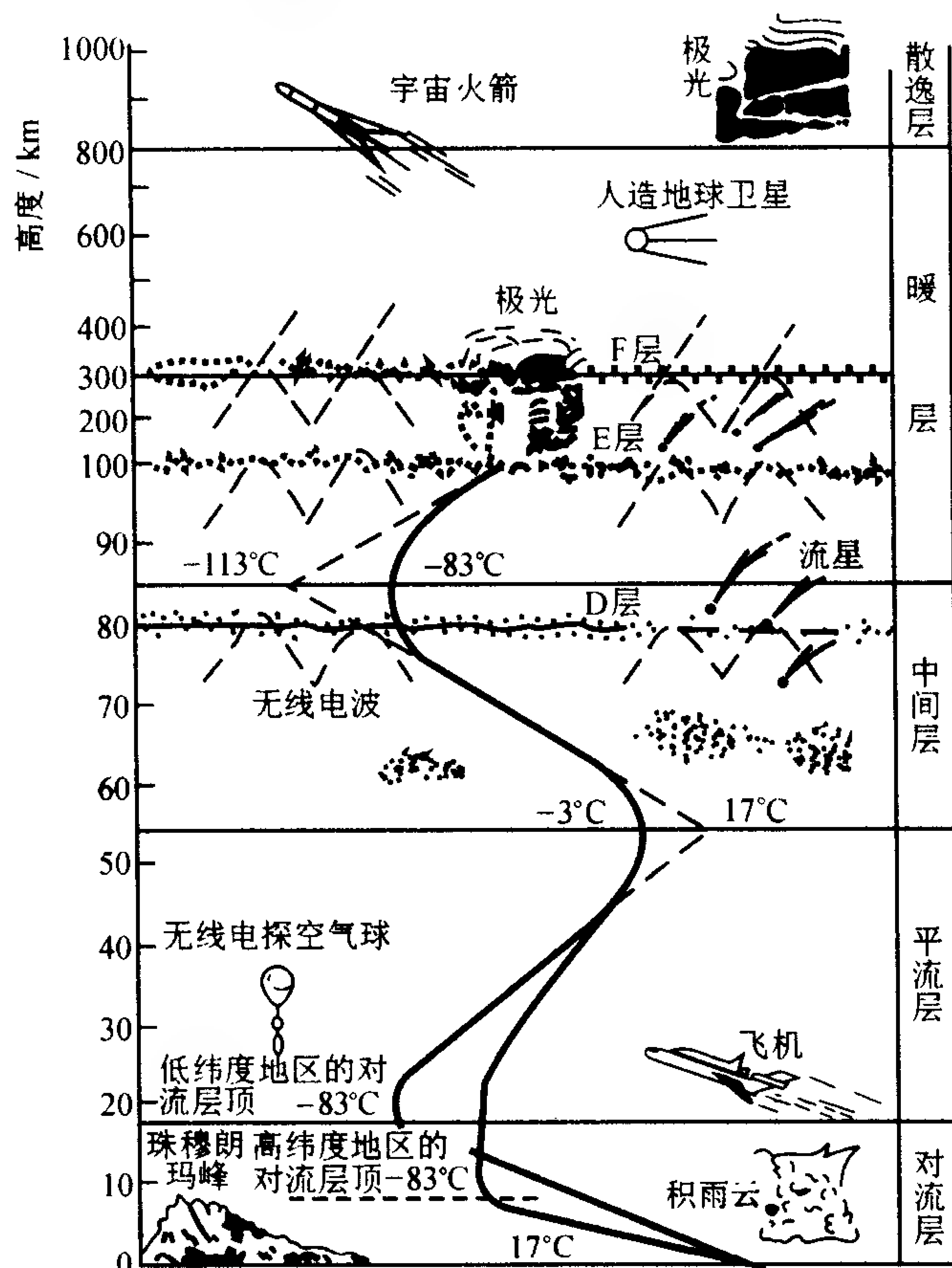


图 3-4 大气的垂直分层

1. 对流层 是大气的最低层，以空气垂直运动旺盛为典型特点。平均高度为 11 km，在热带地区为 15～18 km，中纬度 10～12 km，两极附近为 8～9 km。由于此层直接毗连地表，在地表和大气的热交换影响下，气温随高度增加而降低，平均每升高 100 m 下降 0.65 ℃。对流层上界气温一般低于 -55 ℃。低纬度地区，由于对流强盛，对流层顶最低温度常出现在赤道上空。对流层集中了约 75% 的大气质量和 90% 以上的水汽，云、雾、雨、雪等主要天气现象都发生在此层。

2. 平流层 从对流层顶到 55 km 左右的大气层，气流稳定，称为平流层。其显著特点是温度随高度不变或微升，即由等温分布变成逆温分布。约 30 km 高度以上，温度开始轻微上升，到平流层顶可达 -3～ -17℃。平流层水汽、尘埃等非常少，很少出现云和降水，大气透明度良好。但中、高纬度地区早、晚有时可观测到具有珍珠斑色彩的贝母云，它由细小冰晶组成，多出现在 22～27 km 高度上。

3. 中间层 从平流层顶到 85 km 高度的气层为中间层，亦称为高空对流层。其最重要的特点是温度随高度升高而迅速降低，到中间层顶下降到 -83 ℃，是大气圈中最冷的部分。该层有相当强烈的空气垂直运动，但因空气稀薄，垂直运动不能与对流层相比拟。中间层内水汽很少，

但高纬地区黄昏前后偶尔会发现该层存在细小水滴、冰晶或尘埃构成的夜光云。80 km 高度上，有一个白天出现的电离层，叫做 D 层。

4. 暖层　中间层顶至 800 km 高度的气层称为暖层或电离层。暖层空气密度很小，700 余千米厚的气层，只占大气总质量的 0.5%。在 120 km 高空，空气密度已小到声波难以传播的程度。暖层强烈吸收太阳紫外辐射，因而温度随高度上升增加很快，顶部气温可达 1 000 ℃以上。该层空气因受太阳紫外辐射和宇宙线作用而处于高度电离状态。电离程度相对较强的是高度在 100 ~ 120 km 的 E 层和 200 ~ 400 km 的 F 层。从 80 km 到暖层顶以上的 1 000 ~ 1 200 km 范围内，常出现极光。

5. 散逸层　800 km 高度以上的大气层称为散逸层。其上界为 3 000 km 左右，是地球大气与星际空间的过渡区域，但无明显边界。散逸层空气极其稀薄，大气质点碰撞频率很小，温度也随高度升高。由于温度高，空气稀薄且远离地面，地球引力很小，高速运动的分子可挣脱地球引力束缚而逃逸到宇宙空间。

（四）标准大气

大气空间状态复杂，而大气压强、温度、密度等参数随高度的分布状况对航空、军事和空间科学研究十分重要，因此，人们根据高空探测数据和理论，规定了一种特性随高度平均分布的大气模式，称为“标准大气”或“参考大气”。标准大气模式假定空气是干燥的，在 86 km 以下是均匀混合物，平均摩尔质量为 28.964 4kg/kmol，且处于静力学平衡和水平成层分布。在给定温度 - 高度廓线（表 3 - 5）及边界条件后，通过对静力学方程和状态方程求积分，就得到压力和密度数值。

海平面大气的部分特性如下：

空气 mol 质量	μ_0	28.964 4　kg/kmol
重力加速度	g_0	9.806 65　m/s^2
压强	P_0	101 325　Pa
密度	ρ_0	1.225 0　kg/m^3
温度	T_0	288.15　K

表 3 - 5　地面到 86 km 的温度、高度廓线（据周发琇，1990）

层　次	位势高度 /gpkm	分子标准温度梯度 /K/gpkm	温度高度的函数形式
0	0	-6.5	线性的
1	11	0.0	线性的
2	20	1.0	线性的
3	32	2.8	线性的
4	47	0.0	线性的
5	51	-2.8	线性的
6	71	-2.0	线性的
7	84.852		

表中的分子标度温度 $T_M = T\frac{\mu_0}{\mu}$，μ 为各高度空气平均 mol 质量。实际上 80 km 以下，$\mu = \mu_0$；80 km 以上，μ 开始有变化。在 86 km 处，$\mu/\mu_0 = 0.999\ 578$，T_M 与 T 稍有变化。

三、大气的热能

地球及大气的热状况是天气变化的基本因素。辐射交换是决定热状况的能量交换方式之一,也是地球气候系统与宇宙空间交换能量的唯一方式。地球气候系统的能源主要是太阳辐射,它从根本上决定地球、大气的热状况,从而支配其他能量的传输过程。地球气候系统内部也进行着辐射能量交换。因此,需要研究太阳、地球及大气的辐射能量交换和地-气系统的辐射平衡。

(一) 太阳辐射

太阳是离地球最近的一个恒星,其表面温度约为 6 000 K,内部温度更高,所以太阳不停地向外辐射巨大的能量。太阳辐射能主要是波长在 0.4~0.76 μm 的可见光,约占总能量的 50%;其次是波长大于 0.76 μm 的红外辐射,约占总辐射能的 43%;波长小于 0.4 μm 的紫外辐射约占 7%。相对于地球辐射来说,太阳辐射的波长比较短,故称太阳辐射为短波辐射。表示太阳辐射能强弱的物理量,即单位时间内垂直投射在单位面积上的太阳辐射能,称为太阳辐射强度。太阳辐射在宇宙空间传播没有能量损失,但其光束随远离太阳而向外发散。因此,投射到一定横截面上的太阳光束辐射强度,与它离开太阳距离的平方成反比地减小。太阳辐射能分配在以太阳为球心的球面空间里。地球大圆横截面在这个空间球面上所占面积的比例($\pi R^2 : 4\pi D^2 \approx 2 \times 10^{-9}$),即地球拦截的太阳辐射能量,仅为其总能量的 20 亿分之一。

在日地平均距离($D = 1.496 \times 10^8$ km)上,大气顶界垂直于太阳光线的单位面积上每分钟接受的太阳辐射,称为太阳常数(用 S_0 表示)。国际气象组织(WMO)在 1981 年推荐太阳常数的最佳值为 1 367W/m²。太阳常数这个名词,早在 1837 年就已提出。但其是否真是一个常数,多年来尚有争论。事实上,由于太阳光谱辐照度随波长的变化曲线而有年际变化,太阳常数并非保持恒定。地球公转而引起的日地距离变化可使大气上界太阳辐射强度出现 ±3.5%的变化;太阳物理状况的日际变化和太阳周期活动也可能导致 ±1%的变化。但从气候学观点出发,可以把太阳常数当作一个平均概念对待。

从图 3-5 可看到,到达地表的太阳辐射同大气上界的太阳辐射有很大差别。这是因为大气对辐射有吸收、散射、反射等作用,太阳光谱中不同的波长将受到不同程度的削弱。吸收作用主要削弱紫外和红外部分,对可见光影响较小。散射和反射作用受云层厚度、水汽含量、大气悬浮微粒粒径和含量的影响很大。晴空时,起散射作用的主要是空气分子,波长较短的蓝紫光被散射,使天空呈蔚蓝色;阴天或大气尘埃较多时,起散射作用的主要是大气悬浮微粒,散射光长短波混合,天空呈灰白色。由于大气的选择性吸收与散射作用,太阳辐射在量与质方面都受到影响。地面紫外线几乎绝迹,可见光缩减至 40%,而红外线却升高至 60%。反射对各种波长没有选择性,所以反射光呈白色。云层有强烈的反射作用,平均反射率为 50%~55%;实际反射率受云层厚薄制约,当云层厚度在 50~100 m 时,太阳辐射几乎全部被反射。

经大气削弱后到达地面的太阳辐射有两部分:一是直接辐射;二是经大气散射后到达地面的部分,称为散射辐射。二者之和就是太阳辐射总量,称为总辐射。总辐射有明显的日变化和年变化。一天之内,夜间总辐射为零,日出后逐渐增加,正午达最大值,午后逐渐减小。但云的影响可能破坏正常的日变化。一年之内,夏季总辐射最大,冬季最小。总辐射的纬度分布,一般是纬度愈低,总辐射愈大;纬度愈高,总辐射愈小。因为赤道附近多云,总辐射最大值并不出现在赤道,

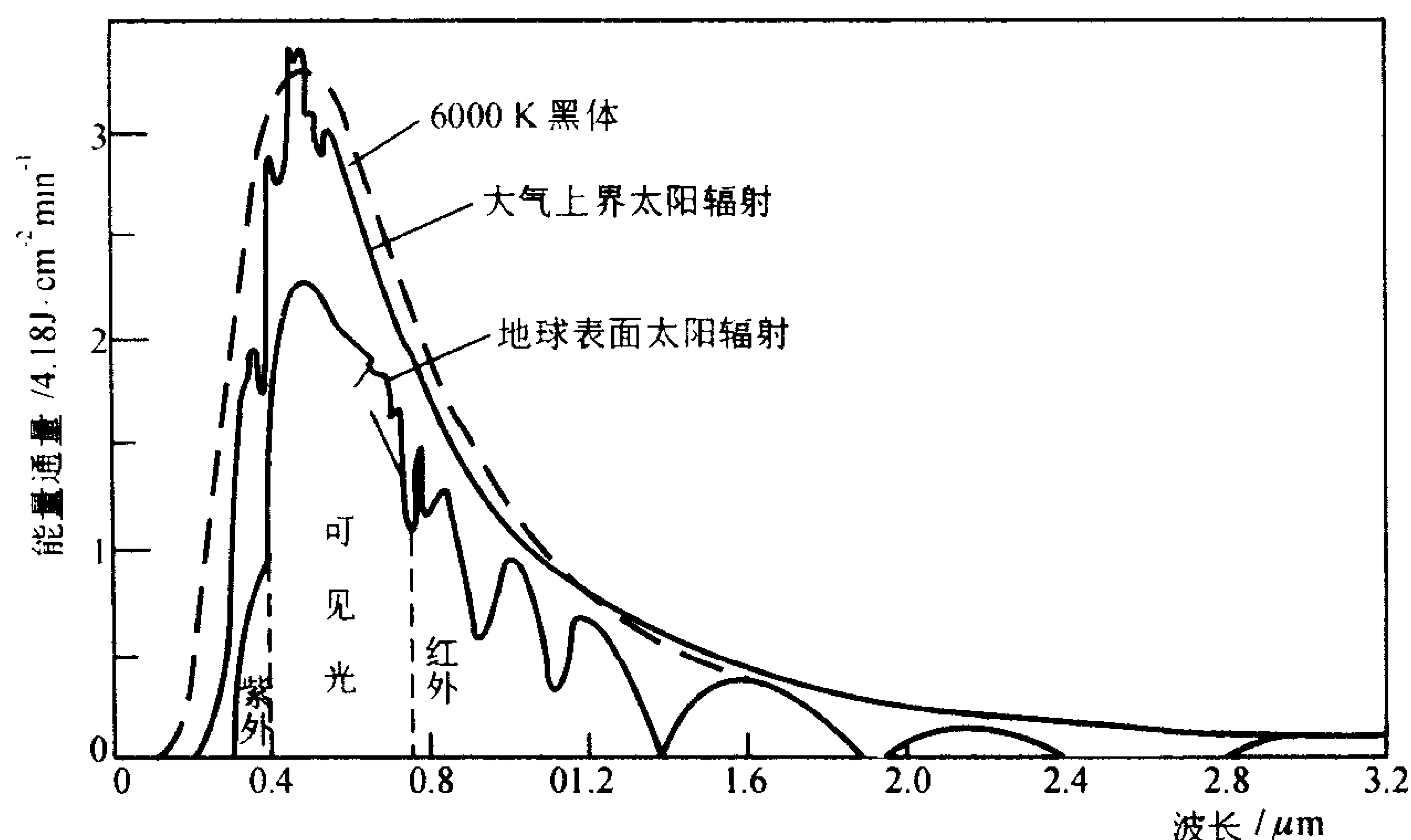


图 3－5　大气上界太阳辐射能量曲线及到达地表的典型能量曲线

（据黄润本等，略有修改）

而是出现在 20°N 附近。

到达地面的总辐射一部分被地面吸收转变成热能，一部分被反射。反射部分占辐射量的百分比，称为反射率。反射率随地面性质和状态不同而有很大差别（表 3－6）。地表面性质有季节变化，反射率也有季节变化。水面对不同入射角的光线具有不同的反射率，入射角越小，反射率越小；铅直入射时，反射率约为 2%～5%；当入射角接近 0°时，其反射率可达 70%～80%。天空散射光的水面反射率平均为 8%～10%。显然，反射率愈大，吸收愈少。尽管总辐射相同，地表吸收并不相等。这是导致近地面温度分布不均匀的原因之一。

表 3－6　不同性质地面对太阳的反射率/%

地　面	反射率	地　面	反射率
裸地	10～25	棉地	20～22
沙地、沙漠	25～40	雪（干、洁）	75～95
草地	15～25	雪（湿或脏）	25～75
森林	10～20	海面（$h > 25°$）	< 10
稻田	12	海面（h 小）	10～70

注：h 为太阳高度角。

（二）大气能量及其保温效应

覆盖整个地球的大气，总质量为 5.14×10^{18} kg，空气的比热是 1 005(1 + 0.86 q)J/(kg·K)，其整个热容量为 5.32×10^{15} MJ/K。大气本身对太阳辐射直接吸收很少，而水、陆、植被等下垫面却能大量吸收太阳辐射，并经潜热和感热转化供给大气。大气获得能量的具体结构为：

1. 对太阳辐射的直接吸收　大气中吸收太阳辐射的物质主要是臭氧、水汽和液态水，占大气体积 99%以上的氮和氧对太阳辐射的吸收微弱。太阳辐射穿过地球大气时不同波段被吸收的情况列于表 3－7。平流层以上主要是 O_3 和 O_2 对紫外辐射的吸收，平流层至地面主要是水汽对红外辐射的吸收。整层大气对太阳辐射的吸收带大部分位于太阳辐射波谱两端的低能区，仅

占太阳辐射能的 18%左右。据估计,对流层大气由于直接吸收太阳辐射而增温,每天不足 1℃。因此,对于大气对流层而言,太阳辐射不是主要的直接热源。

表 3-7　地球大气对太阳辐射的吸收

波 段 λ/μm	占太阳辐射 总量的比值	地球大气的吸收层/km	主要吸收机制	被吸收的比值
<0.1	$3/10^6$	85~200	光致电解	全部
0.1~0.2	$1/10^4$	50~110	O_2 的光致电解	全部
0.2~0.31	1.75%	30~60	O_3 的光致电解	全部
>0.31	98%	0~10	水汽吸收	~17%

2. 对地面辐射的吸收　地表吸收了到达大气上界太阳辐射能的 50%,变成热能,温度升高,而后再以大于 3μm 的长波(红外)向外辐射。这种再辐射能量的 75%~95%被大气吸收,只有极少部分波长为 8.5~12μm 的辐射通过"大气窗"逸回宇宙空间。可见,地面是大气的第二热源。地面长波辐射几乎全被近地面 40~50 m 厚的大气层所吸收。如果没有这些能量,近地面平均气温将降低 40℃,致使绝大多数生命不能生存。

3. 潜热输送　海面和陆面的水分蒸发使地面热量得以输送到大气层中。一方面水汽凝结成雨滴或雪时,放出潜热给空气;另方面雨滴和雪降到地面不久又被蒸发,这个过程交替进行。潜热输送年总量,大陆表面平均为1 130MJ/m^2,大洋表面约为 3 430 MJ/m^2,即洋面是陆面的 3 倍。全球表面年平均潜热输送约为 2 760 MJ/m^2,占辐射平衡的 84%,可见,地-气间的能量交换主要是通过潜热输送完成的。换言之,大气依靠水汽凝结释放潜热而得到的能量最多。

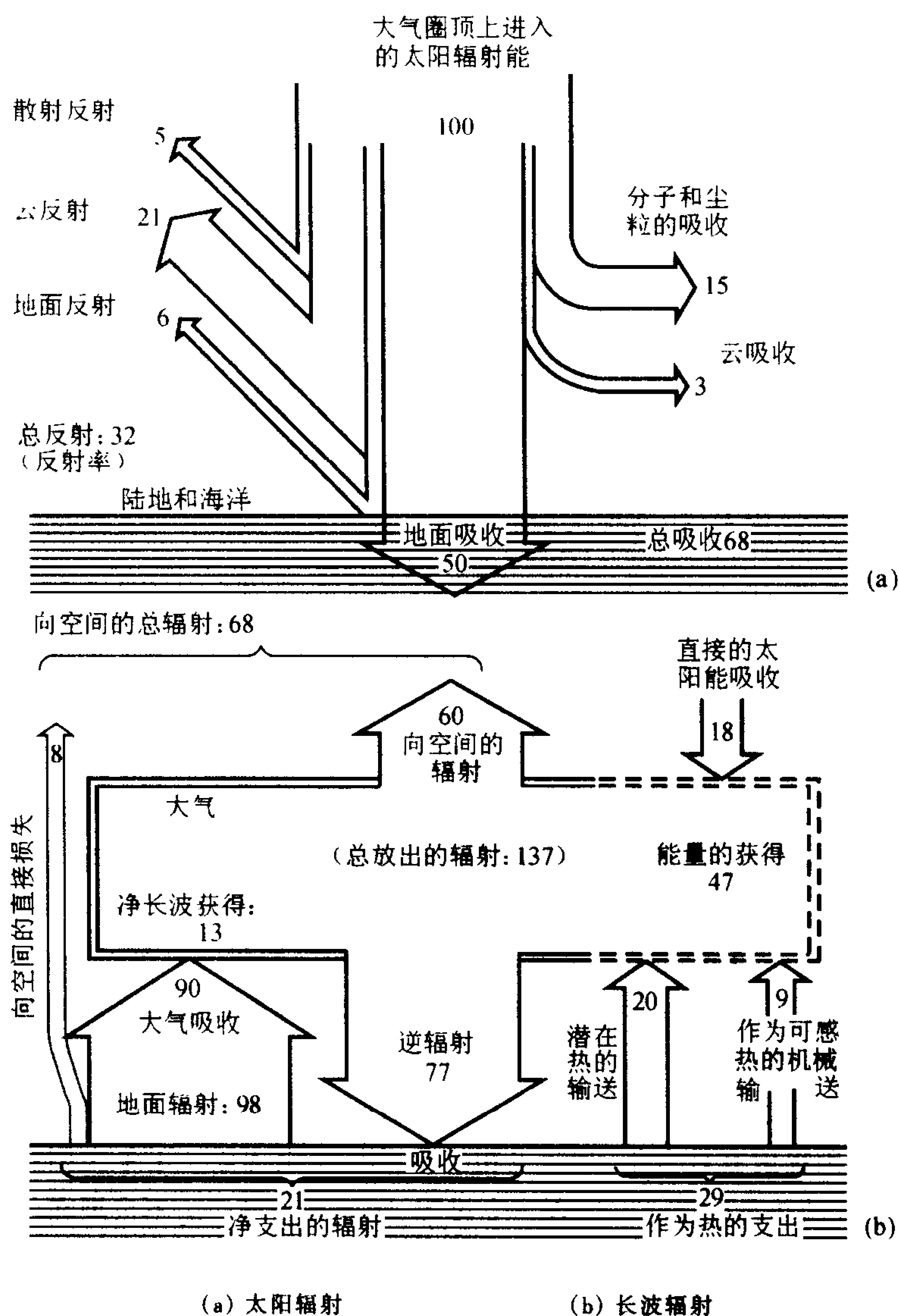
4. 感热输送　陆面、水面温度与低层大气温度并不相等,因此地表和大气间便由感热交换而产生能量输送。在地球表面能量转换过程中,当地表温度高于低层大气时,将出现指向大气的感热输送。反之,感热输送方向将指向地面。就全球平均而言,无论是陆面或者洋面,感热交换的结果总是由地表向大气输送能量,年平均感热输送为 540 MJ/m^2,约占全球辐射平衡的 16%。

大气获得热能后依据本身温度向外辐射,称为大气辐射。其中一部分外逸到宇宙空间,一部分向下投向地面。后者即是大气逆辐射。大气逆辐射的存在使地面实际损失的热量略少于以长波辐射放出的热量,地面得以保持一定的温暖程度。这种保温作用,通常称为"花房效应"或"温室效应"。据计算,如果没有大气,地面平均温度将是 -18℃,而不是现在的 15℃,这就意味着大气的存在,使地面温度提高了 33℃之多。

(三) 地-气系统的辐射平衡

大气和地面吸收太阳短波辐射,又依据本身的温度向外发射长波辐射,由此形成了整个地-气系统与宇宙空间的能量交换。在地-气系统内部,地面与大气也不断以辐射和热量输送形式交换能量。在某一时段内物体能量收支的差值,称为辐射平衡或辐射差额。在没有其他方式的热交换时,辐射平衡决定物体的升温与降温;辐射平衡为零时物体温度不变。把地面直到大气上界当做一个整体,其辐射能净收入就是地-气系统的辐射平衡。地-气系统辐射能净收入包括,地面吸收的太阳总辐射能及整层大气吸收的太阳辐射能之和再减去大气上界向空间放射的长波辐射能。图 3-6 为全球多年平均辐射平衡图解。

地-气系统的温度多年基本不变,所以全球是达到辐射平衡的。在此前提下,可以估算全球大



(a) 太阳辐射　　　　(b) 长波辐射

图 3-6　全球辐射平衡图解(据 A.N.Strahler,1974)

气与宇宙空间辐射交换的数量级。设地球反射率为 0.30,太阳常数为 1 367 W/m²,日地距离处于平均距离,则地-气系统年吸收辐射为 7 550 MJ/m²,地-气系统逸入宇宙空间的长波辐射大约也与之相等。但对地球不同地点而言,辐射差额总是存在的,须由如平流、对流补充或输出热量,才能保持温度稳定。地-气系统的辐射差额以南、北纬 30°附近为转折点。在北半球 30°N 以南的差额为正值,以北为负值。因此低纬度就有多余能量以大气环流和洋流形式输往高纬度地区。

辐射平衡有明显日变化和年变化。在一日内白天收入的太阳辐射超过支出的长波辐射,故辐射平衡为正值,夜间辐射平衡为负值。正转负和负转正的时刻,分别出现在日没前与日出后 1 小时。在一年内,北半球夏季辐射平衡因太阳辐射增多而加大。冬季则相反,甚至出现负值。纬度愈高,辐射平衡保持正值的月份愈少。例如,中国宜昌全年辐射平衡均为正值,而俄罗斯圣彼

得堡(列宁格勒)有5个月为正值,极圈范围内则大部分时间出现负值(图3-7)。

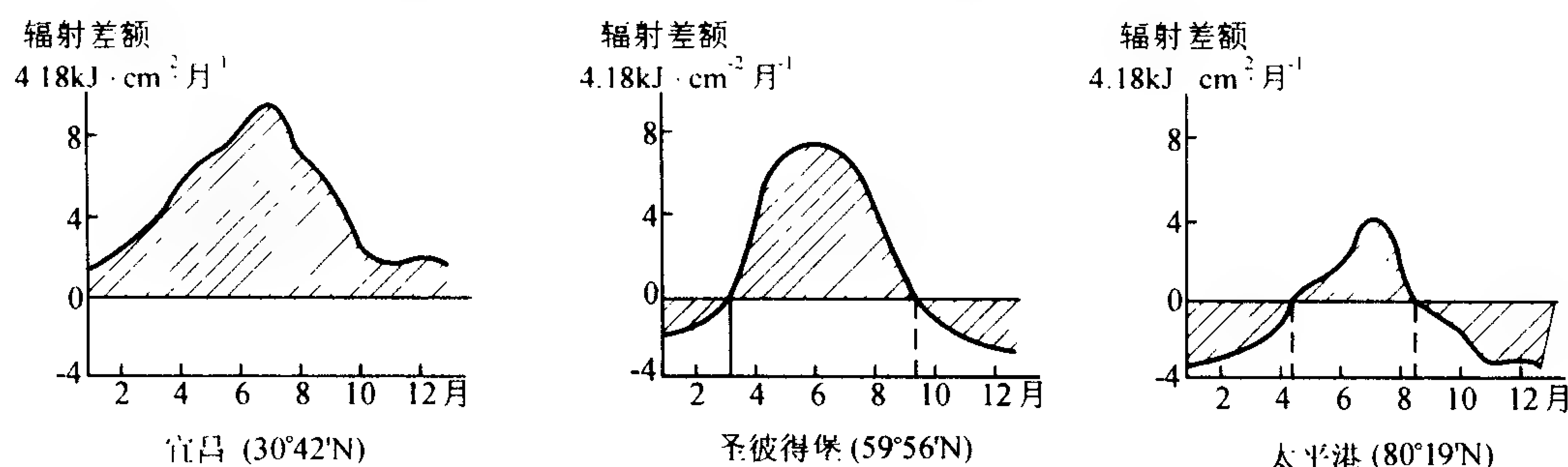


图3-7 不同纬度辐射差额的变化(据本书第二版)

四、气温

气温是大气热力状况的数量度量。空气中气体分子运动的平均动能与绝对温度 T 成正比。因此,气温实质上是空气分子平均动能大小的表现。空气获得热量时,其分子运动平均速度增大,平均动能增加,气温升高;空气失去热量时,分子运动平均速度减小,平均动能减小,气温降低。由此可见,热量与温度是两个不同的概念。热量是能量,而温度是表征物质热量状况的度量标准。

气温用温度计测定,一般将温度计安装在距地面1.5m、四周通风、空气可自由流动,但阳光不能直接射入的百页箱内。气温变化特点通常用平均温度和极端值——绝对最高温度、绝对最低温度表示。地理位置、海拔高度、气块运动、季节、时间以及地面性质都影响气温的分布和变化。

(一)气温的周期性变化

1.气温的日变化 大气主要因吸收地面长波辐射而增温,地面辐射又取决于地表面吸收并储存的太阳辐射量。太阳辐射有日变化,气温也相应呈现日变化特征。正午太阳高度角最大时太阳辐射最强,但地面储存的热量传给大气须要一个过程,所以气温最高值不出现在正午,而是在午后2时前后。其后,太阳辐射逐渐减弱,地面温度和气温也逐渐下降。直到次日清晨日出前地面储存热量减至最少,所以一日之内气温最低值出现在日出前后。日出时间随纬度和季节不同,因而最低温度出现时间也不同。日出后太阳辐射加强,地面储存热量又开始增加,气温也相应逐渐回升。

一天之内,最高温度与最低温度之差,称为气温日较差。日较差的大小与纬度、季节、地表性质、天气状况等密切相关。正午太阳高度角随纬度增加而减小,因此气温的昼夜差值也随纬度增加而减小。据统计,低纬度地区的气温日较差平均为12℃;中纬度地区为8~9℃;高纬度地区为3~4℃。就季节来说,因夏季正午太阳高度角较大,且白天较长,因而太阳辐射日较差和气温日较差均较大;冬季反之。这一季节变化以中纬度最为显著,因为中纬度地区太阳辐射强度日变化夏季比冬季大得多。低纬度地区太阳辐射强度的日变化随季节变化很小,气温日较差随季节变化也很小。极地地区冬季有极夜,夏季有极昼,太阳辐射强度季节变化悬殊,但日较差变化不大,气温日较差随季节变化也不大。地表性质对气温的日较差也有显著影响,海洋上气温日变化通常只有1~2℃,而内陆地区常可达15℃以上,有些地方甚至可达25~30℃。山谷气温日较差大于山峰,凹地气温日较差大于高地。天气状况也对气温日较差产生影响。云层白天使地面得到

的太阳辐射量较少，夜间又使热量不易散失，所以阴天的气温日较差比晴天小。

2. 气温的年变化　除赤道地区外，地球上绝大部分地区，一年中月平均气温存在一个最高值和一个最低值。北半球大陆气温最高值一般出现在7月，海洋上多出现在8月；气温最低值分别出现在1月和2月。

气温年变化幅度称为年较差，是一年内最热月与最冷月平均气温之差。太阳辐射年变化与气温年较差均随纬度的增高而增大。赤道约为1℃，中纬度约为20℃左右，高纬度达30℃以上(图3-8)。此外，气温年较差还随下垫面的性质、地形、高度而不同。海洋上年较差小于陆地；沿海小于内陆；植被覆盖地小于裸地；凸地小于凹地；云雨多的地方年较差小，云雨少的地方年较差大；海拔愈高年较差愈小。

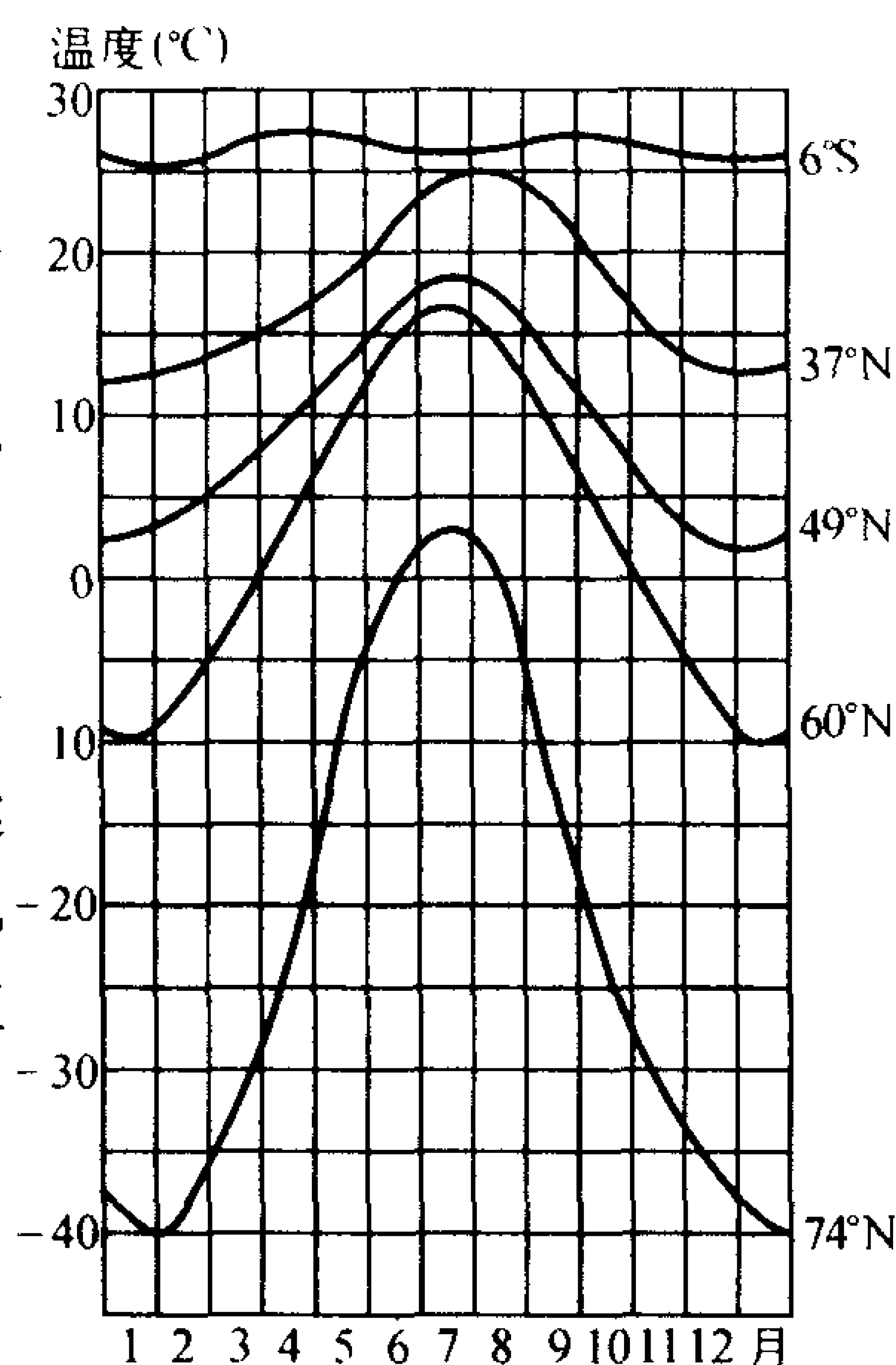


图3-8　不同纬度的气温年变化

(二) 气温的水平分布

气温的水平分布通常用等温线表示。等温线是将气温相同的地点连结起来的曲线，其间隔按需要而定，如4°、5°、10°等。为消除海拔影响，可将地面气温实际观测值(或统计值)订正为海平面温度，然后绘制等温线。在等温线图上垂直于等温线方向上，单位距离内温度的变化值，称为水平温度梯度，方向从高值指向低值。等温线愈密，温度梯度愈大；反之愈小。封闭等温线表示存在温暖或寒冷中心。世界海平面等温线图不仅可以反映太阳辐射在地表的分布情况，也可表示海陆、地形、洋流等对热力分布的影响，从而显现地球气温水平分布的真实情况。

图3-9和图3-10分别是1月份和7月份世界平均气温分布图，从中可看出全球气温水平分布有下述特点：

(1) 由于太阳辐射量随纬度变化，等温线分布的总趋势大致与纬圈平行。北半球1月等温线比7月等温线密集，表明冬季南北温差大，夏季南北温差小。南半球也有冬夏气温差别，但季节与北半球相反。

(2) 同纬度夏季海面气温低于陆面，冬季海面气温高于陆地，等温线发生弯曲。南半球因海洋面积较大，等温线较平直；北半球海陆分布复杂，等温线走向曲折，甚至变为封闭曲线，形成温暖或寒冷中心，亚欧大陆和北太平洋上表现得最清楚。

(3) 洋流对海面气温的分布有很大影响。在1月份太平洋和大西洋北部等温线向北极方向突出，表明黑潮和墨西哥湾暖流具有强大的增温作用，南半球因受秘鲁寒流和本格拉寒流影响，等温线突向赤道方向。7月份寒流影响最显著，北半球等温线沿非洲和北美西岸转向南突出，南半球等温线在非洲和南美西岸向北突出。

(4) 近赤道地区有一个高温带，月平均温度冬、夏均高于24℃，称为热赤道。热赤道平均位于5°~10°N。冬季在赤道附近或南半球大陆上，夏季则北移到20°N左右。

(5) 南半球无论冬、夏，最低气温都出现在南极(曾测得-90℃的温度)；北半球最低温度夏季出现在极地，冬季出现在高纬大陆。俄罗斯的维尔霍扬斯克和奥伊米亚康分别为-69.8℃和-73℃，被称为寒极。最高温度北半球夏季出现在低纬大陆上，如20°~30°N的撒哈拉、阿拉伯

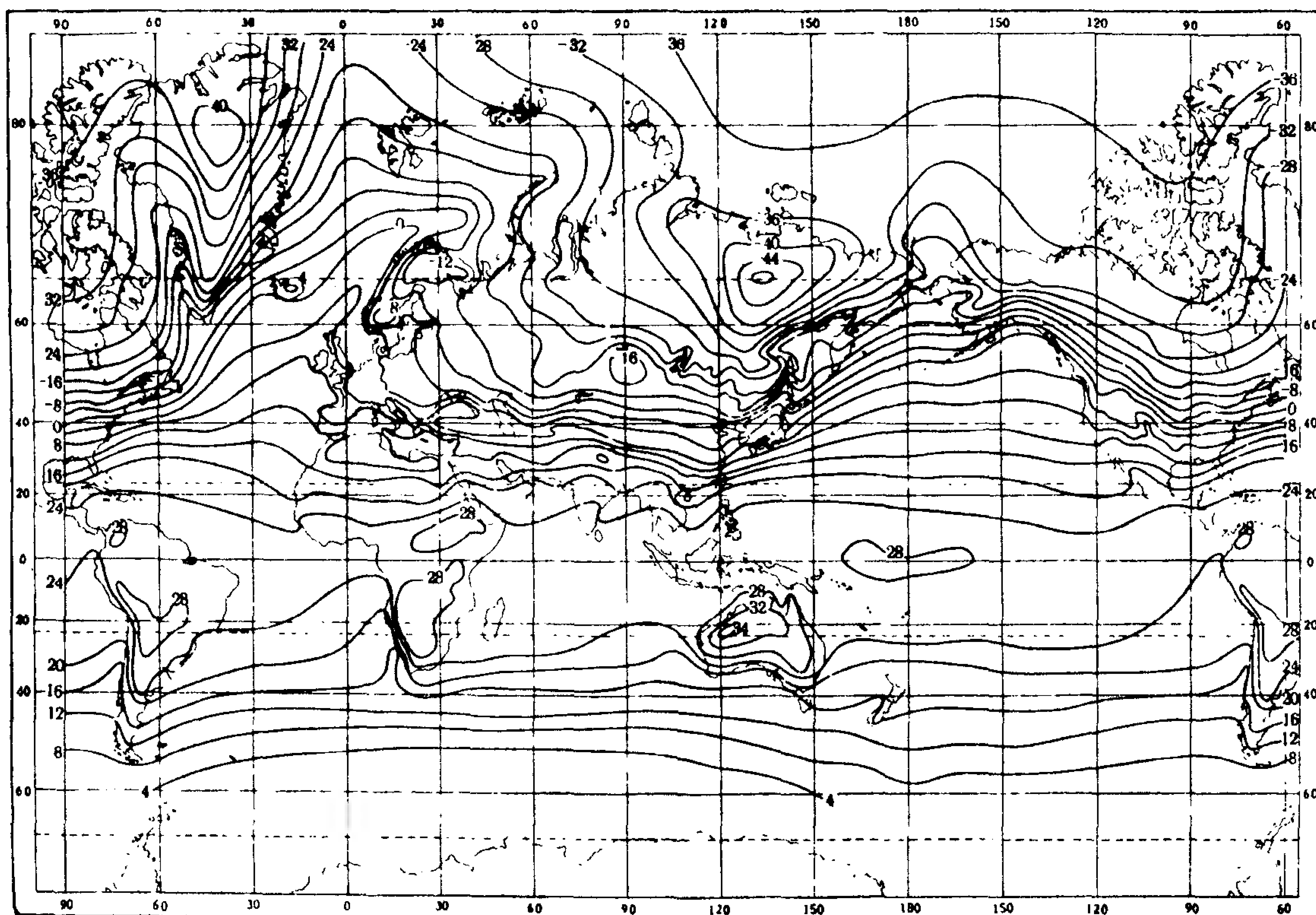


图 3-9　世界 1 月海平面气温(℃)分布(据本书第二版)

半岛、加利福尼亚等地。世界绝对最高温度出现在索马里境内,为 63℃。由此可见,地球表面气温的变化范围约在 -90°~63℃之间。

(三)气温的垂直分布

对流层大气离地面愈高,吸收的长波辐射能愈少。因此气温随海拔升高而降低。气温随高度变化的情况,用单位高度(通常取 100m)气温变化值表示,即℃/100m,称为气温垂直递减率,简称气温直减率 r。整个对流层海拔每升高 100m,气温平均降低 0.65℃。

由于受纬度、地面性质、大气环流等因素影响,对流层气温直减率随地点、季节、昼夜不同而变化。一般说来,夏季和白天地面吸收大量太阳辐射,长波辐射强度大,近地面空气层受热多,气温直减率大;冬季和夜晚气温直减率小。但在特殊情况下,某些气层的温度随高度而增加,即 $r = -\frac{\partial T}{\partial Z} < 0$,这些气层称为逆温层。近地面层常因夜间地面辐射降温而形成逆温层,称为辐射逆温(图 3-11)。较暖的空气流到较冷地面或水面上时,也会形成逆温,称平流逆温。此外还有锋面逆温和下沉逆温。

逆温层出现时,空气层结稳定,对空气垂直对流起到削弱阻碍作用,故称阻挡层。大气悬浮尘埃及污染物难以穿过厚逆温层向上扩散。因此,研究大气污染问题,常常需要测定逆温层高度、厚度、出现和消失时间。

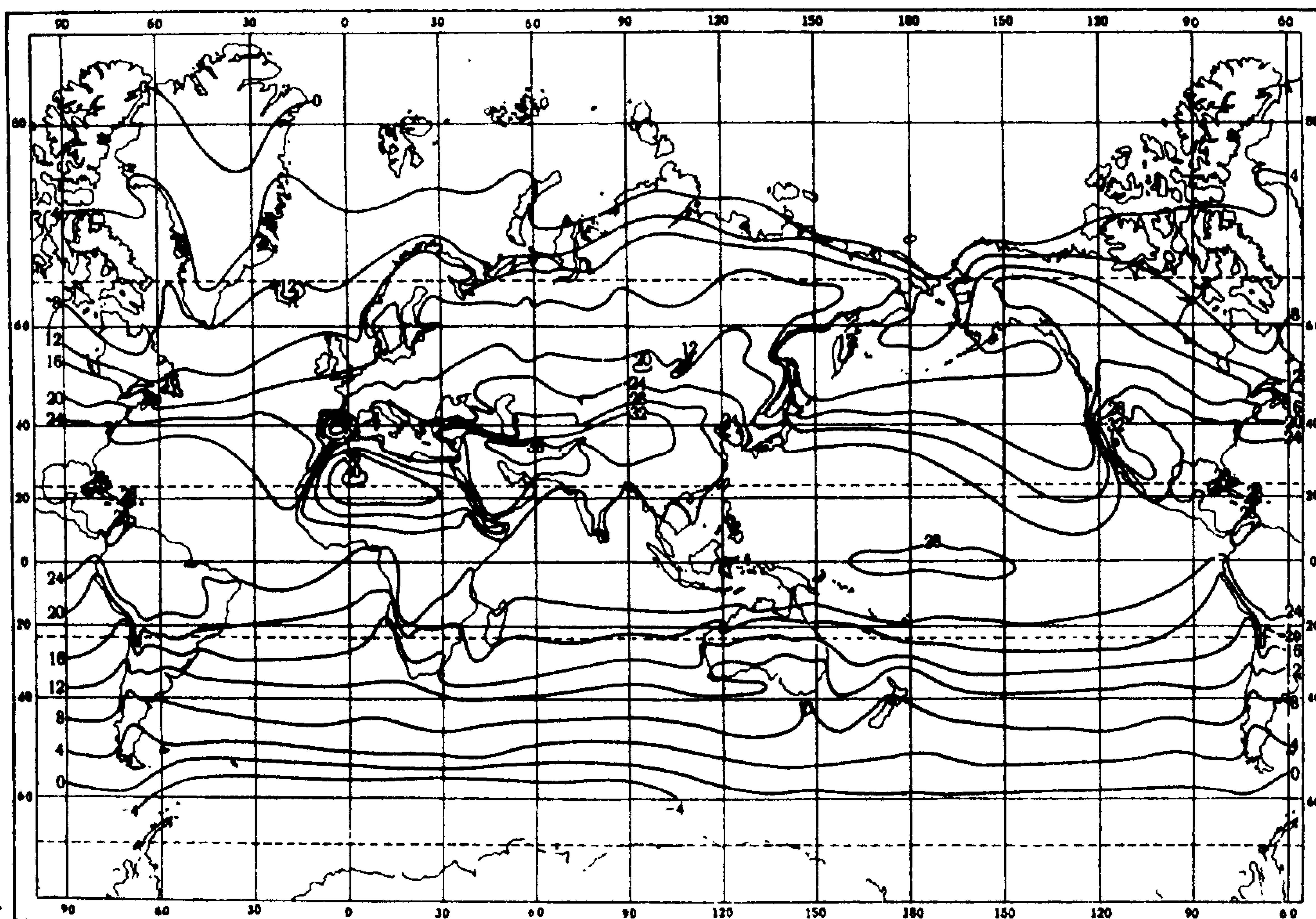


图 3-10　世界7月海平面气温(℃)分布(据本书第二版)

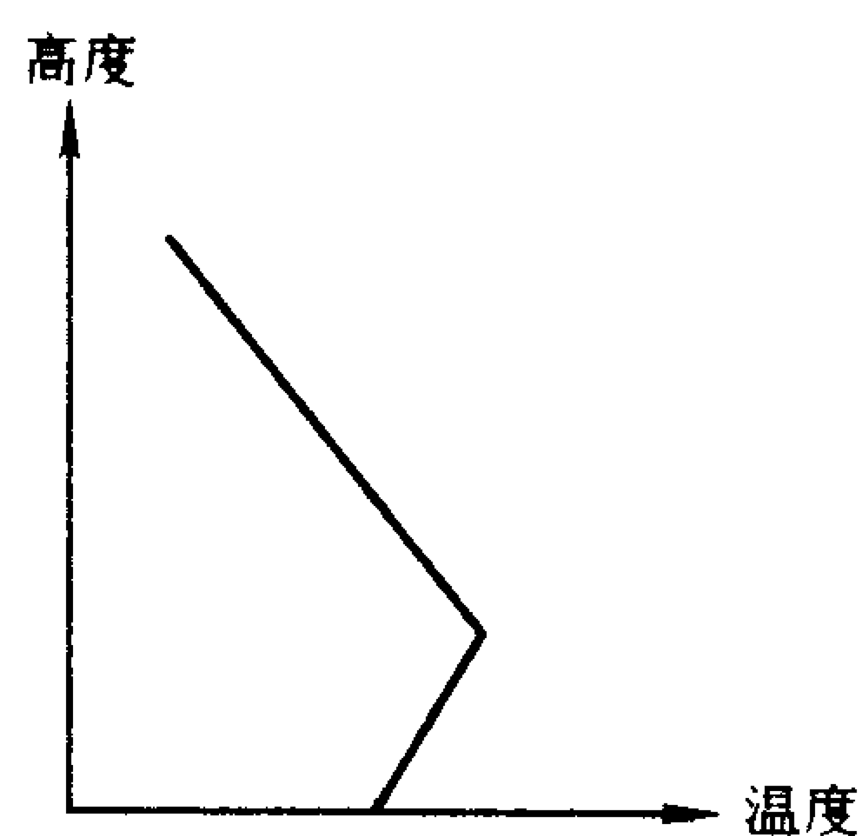


图 3-11　辐射逆温

第二节　大气水分和降水

一、大气湿度

(一) 湿度概念及其表示方法

大气从海洋、湖泊、河流以及潮湿土壤的蒸发或植物的蒸腾作用中获得水分。水分进入大气

后，通过分子扩散和气流的传递而散布于大气中，使之具有不同的潮湿程度。大气的湿度状况是决定云、雾、降水等天气现象的重要因素。由于测量方法和实际应用不同，常采用多个湿度参量表示水汽含量。

1．水汽压和饱和水汽压　大气压力是大气中各种气体压力的总和。大气中水汽所产生的那部分压力，叫水汽压(e)，也用百帕表示。在气象观测中，由干、湿球温度差经过换算而求得。

地表湿度的分布相当复杂，它不仅决定于某一地区经常停留的气团性质和大气垂直运动情况，也和下垫面特点有很大关系。但一般情况下，地面水汽压由赤道向两极减小。赤道附近平均为 26 hPa，35°N 约为 13 hPa，65°N 约为 4 hPa，极地附近约为 1～2 hPa。水汽压随高度的变化通常用如下经验公式表示：

$$e_z = e_0 \times 10^{-\beta Z}$$

式中，e_z 为高度 Z(m)的水汽压；e_0 为地面的水汽压；β 为水汽随高度变化的常数，一般多采用自由大气中的 1/5 000。例如当高度 Z 取为 5 000 m 时，水汽压只有地面的 1/10。

空气中水汽含量与温度关系密切。温度一定时，单位体积空气中容纳的水汽量有一定的限度，达到这个限度，空气呈饱和状态，称为饱和空气。饱和空气的水汽压，称为饱和水汽压(E)，也叫最大水汽压，因为超过这个限度，水汽就开始凝结。饱和水汽压随温度升高而增大。不同的温度条件下，饱和水汽压的数值不同(表 3－8)。可见，饱和水汽压是温度的函数。

2．绝对湿度和相对湿度　单位容积空气所含的水汽质量通常以 g/cm³ 表示，称为绝对湿度(a)或水汽密度。绝对湿度不能直接测量，但可间接算出。它与水汽压有如下关系：

$$a = 289\frac{e}{T}(\mathrm{g/m^3})$$

式中，e 为水汽压(mm)；T 为以绝对温度 K 表示的气温。

表 3－8　不同温度条件下水面(平面)上的饱和水汽压/hPa①

温度/℃	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
－30	0.508 8	0.462 8	0.420 5	0.381 8	0.346 3	0.313 9	0.284 2	0.257 1	0.232 3	0.209 7
－20	1.254 0	1.150 0	1.053 8	0.964 9	0.882 7	0.807 0	0.737 1	0.672 7	0.613 4	0.558 9
－10	2.862 7	2.644 3	2.440 9	2.251 5	2.075 5	1.911 8	1.759 7	1.618 6	1.487 7	1.366 4
－0	6.107 8	5.678 0	5.275 3	4.898 1	4.545 1	4.214 8	3.906 1	3.617 7	3.348 4	3.097 1
0	6 107 8	6.566 2	7.054 7	7.575 3	8.129 4	8.719 2	9.346 5	10.013	10.722	11.471
10	12.272	13.119	14.017	14.969	15.977	17.044	18.173	19.367	20.630	21.964
20	23.373	24.861	26.430	28.086	29.831	36.671	33.608	35.649	37.796	40.055
30	42.430	44.927	47.551	50.307	53.200	56.236	59.422	62.762	66.269	69.934

① 横行表示小数点后的温度数值。

当气温等于 16℃(289K)时，a(g/m³)和 e(mm)在数值上相等。一般情况下，地面实际气温与 16℃相差不大，所以在要求不精确的情况下，在近地面处 e 的量值可近似地代替 a。但需要注意，两者单位不同。

大气的实际水汽压 e 与同温度下的饱和水汽压 E 之比，称为相对湿度(f)，用百分数表示。其表示式为

$$f = \frac{e}{E} \times 100\%$$

空气饱和时，$e = E, f = 100\%$；空气未饱和时，$e < E, f < 100\%$；空气处于过饱和时，$f > 100\%$。由于 E 随温度而变，所以相对湿度取决于 e 和 T 的增减，其中 T 往往起主导作用。气温的改变比水汽压的改变既迅速又经常，当 e 一定时，温度降低则相对湿度增大；温度升高则相对湿度减小。夜间多云、雾、霜、露，天气转冷时容易产生云雨等都是相对湿度增大的结果。

3. 露点温度　一定质量的湿空气，若气压保持不变，而令其冷却，则饱和水汽压 E 随温度降低而减小。当 $E = e$ 时，空气达到饱和。湿空气等压降温达到饱和的温度就是露点温度 T_d，简称露点。

露点完全由空气的水汽压决定，气压一定时，它是等压冷却过程的保守量。空气一般未饱和，故露点常比气温低。空气饱和时，露点和气温相等。根据露点差，即气温 T 和露点 T_d 之差，可大致判断空气的饱和程度。在饱和空气中，$T - T_d = 0$；在未饱和空气中，$T - T_d > 0$；$T - T_d$ 差值越大，说明相对湿度越低。气温降低到露点，是水汽凝结的必要条件。

（二）湿度的变化与分布

上述湿度表示方法，虽然形式不同，但是本质一样。它们除与气温 T 及气压 P 有关外，都与水汽压 e 直接相关。相对湿度能够直接反映空气距饱和的程度和大气中水汽的相对含量，在气候资料分析中应用很广。

相对湿度日变化通常与气温日变化相反。在水汽压日变化不大的情况下，相对湿度最高值出现在日出之前；最低值出现在午后（图 3－12）。这是由于温度升高时，蒸发作用加强，水汽压虽有所增大，但饱和水汽压增大更多，相对湿度反而降低。沿海地区因白天盛行海风，水汽含量较多，故相对湿度最高值出现在午后；晚间陆风盛行，水汽含量明显减少，相对湿度最低值出现在日出之前。相对湿度的年变化，一般是夏季最小，冬季最大。但有些地区，由于夏季盛行风来自海洋，冬季风来自内陆，相对湿度反而夏季最大，冬季最小。

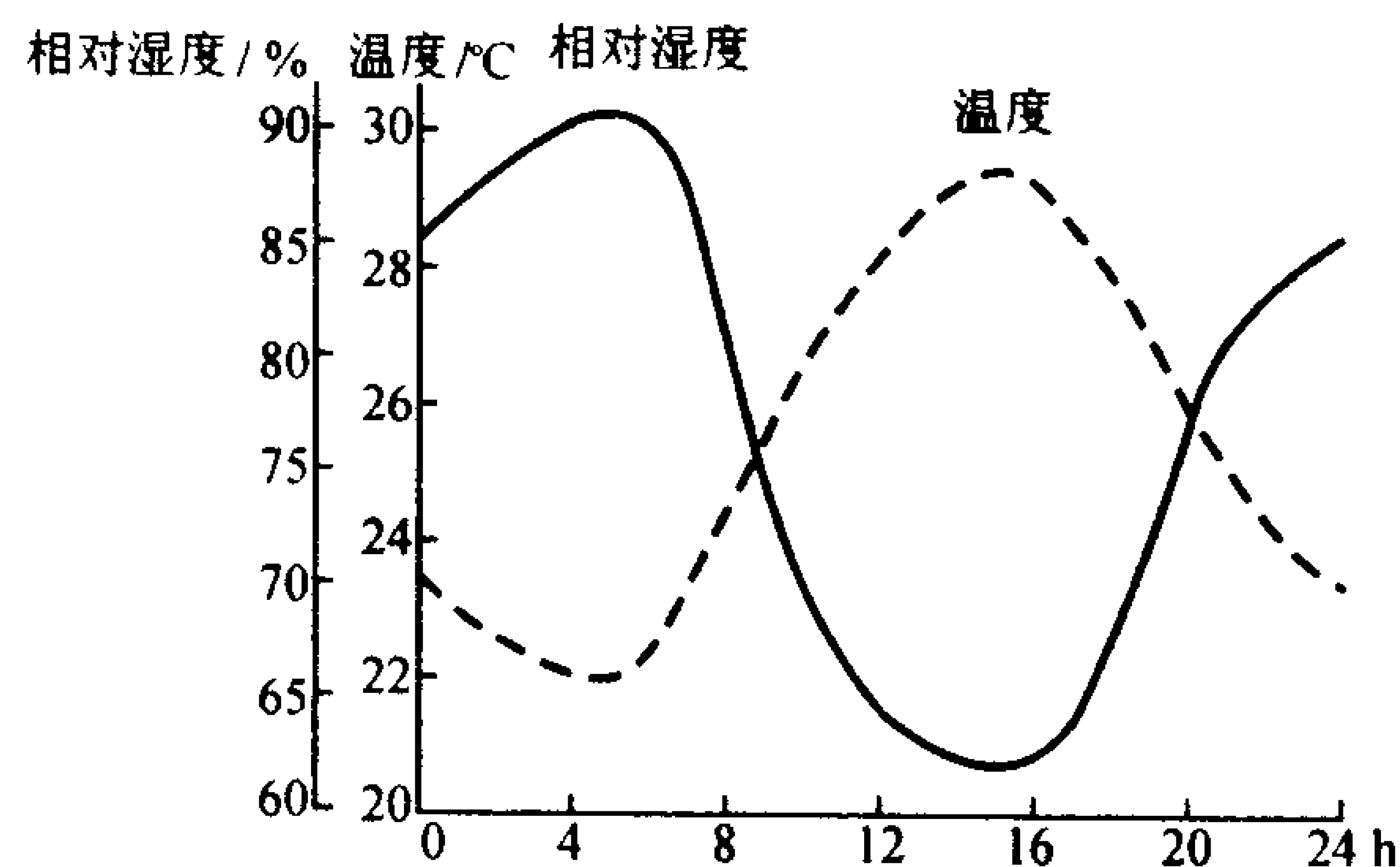


图 3－12　相对湿度的日变化

相对湿度分布随距海远近与纬度高低而有不同。例如，我国东南沿海相对湿度年平均值为 80%，内蒙古西部只有 40%。相对湿度的纬度分布比较复杂。赤道带全年高温，水汽来源充沛，故平均相对湿度可达 80%以上；副热带，尤其是大陆内部，下沉气流占优势，水汽来源极少，相对湿度一般只有 50%；高纬度地带，全年低温，相对湿度也可达 80%（表 3－9）。

表 3-9　各纬度上水汽压与相对湿度的平均值

北纬/°N	5	15	25	35	45	55	65
水汽压/hPa	25.3	22.9	18.4	12.9	9.3	6.5	4.1
相对湿度/%	79	75	71	70	74	75	82

二、蒸发和凝结

蒸发面上出现蒸发(升华)还是凝结(凝华)决定于实际水汽压(e)与饱和水汽压(E)的关系。当 $e < E$,出现蒸发;$e > E$,则出现凝结。饱和水汽压和实际水汽压都是不断变化的。通常饱和水汽压变化更迅速和明显,因此,饱和水汽压在蒸发和凝结的相互转化中起主要作用。

(一)蒸发及其影响因素

1. 影响蒸发的因素　液态水转化为水汽的过程,称为蒸发,其影响因素主要包括蒸发面的温度、性质、性状、空气湿度、风等。蒸发面温度愈高,蒸发过程愈迅速。因为温度高时,蒸发面饱和水汽压大,饱和差($E - e$)也较大。这是影响蒸发的主要因素。在同样温度条件下,冰面饱和水汽压比水面小,如果实有水汽压相同,冰面饱和差比水面小,因而冰面蒸发比水面慢。海水浓度比淡水大,在温度相同的情况下,蒸发比淡水约慢 5%;清水蒸发比浊水慢,因为浊水吸热多,温度升高快。空气湿度愈大,饱和差愈小,蒸发过程愈缓慢;空气湿度愈小,饱和差愈大,蒸发过程愈迅速。无风时蒸发面上的水汽靠分子扩散向外传递,水汽压减小缓慢,容易达到饱和,故蒸发过程微弱。有风时,蒸发面上的水汽随气流散布,水汽压较小,故蒸发过程迅速。

2. 蒸发量　实际工作中,一般以水层厚度(mm)表示蒸发速度,称为蒸发量。气象台站采用蒸发皿观测蒸发量。蒸发皿是一个口径 20 cm、高约 10 cm 的圆盆。倒入清水,定时量测水量,前后差值即蒸发皿的蒸发量。这一数值并不代表当地的实际蒸发量。实际蒸发量通常根据经验公式推算。

蒸发量的变化一般与气温变化一致。一日内,午后蒸发量最大;日出前蒸发量最小。一年内,夏季蒸发量大,冬季小。蒸发量的空间变化受气温、海陆分布、降水量诸因素影响。纬度愈低,气温愈高,蒸发能力愈强(表 3-10)。在温度相同条件下,海洋蒸发量多于大陆,并有自沿海向内陆显著减少的趋势。蒸发量与所在地区的年降水量也有关系。降水量多的地方蒸发量也大;反之,蒸发量小。同一地区蒸发量因海拔高度而不同,例如庐山牯岭年蒸发量 1 008.6 mm,九江为 1 612.9 mm。这主要是两地气温不同所致。干旱地区蒸发能力强,而蒸发量很少。例如柴达木盆地的冷湖,年蒸发能力可达 1 500 mm 以上,但降水量只有 17.8 mm,实际蒸发量很小。

表 3-10　北半球大陆各纬度平均蒸发量

纬　度/°N	蒸发量/mm/a
0~10	1 110
20~30	370
40~50	371
60~70	100
80~90	40

（二）凝结和凝结条件

凝结是发生在 $f \geqslant 100\%$（$e \geqslant E$）过饱和情况下的与蒸发相反的过程。凝结现象在地面和大气中均能产生。大气中的水汽产生凝结，需要一定条件，既要使水汽达到饱和或过饱和，还必须有凝结核。

1．空气中的水汽达到饱和与过饱和　要满足这个条件，一是增加空气的水汽含量，使水汽压增大到饱和状态。要增加大气中的水汽，只有在具有蒸发源泉，且蒸发面温度高于气温的条件下才有可能。例如冷空气移至暖水面时，由于暖水面迅速蒸发，可使冷空气达到饱和。二是使含有一定量水汽的空气冷却，使之达到露点。大气中常见的凝结现象，以后者为最多，云、雾、露、霜等多由这种方式凝结。

大气降温过程有下面四种：

（1）绝热冷却：空气上升时，因绝热膨胀而冷却，可使空气温度迅速降低，在较短时间内引起凝结现象，形成中雨或大雨。空气上升愈快，冷却也愈快，凝结过程也愈强烈。大气中很多凝结现象是绝热冷却的产物。

（2）辐射冷却：空气本身因向外放散热量产生冷却。近地面夜间除空气本身的辐射冷却外，还受到地面辐射冷却的作用，气温不断降低。如果水汽较充沛，就会发生凝结。辐射冷却过程一般较缓慢，水汽凝结量不多，只能形成露、霜、雾、层状云或小雨。

（3）平流冷却：较暖的空气经过冷地面，由于不断把热量传给冷的地表造成空气本身冷却。如果暖空气与冷地表温度相差较大，暖空气温度降低至露点或露点以下时，就可能产生凝结。

（4）混合冷却：温度相差较大且接近饱和的两团空气混合时，混合后气团的平均水汽压可能比混合前气团的饱和水汽压大，多余的水汽就会凝结。

2．凝结核　实验证明，纯净空气温度虽降至露点或露点以下，相对湿度等于或超过 100%，仍不能产生凝结。只有水汽压达到饱和水汽压的 3～5 倍，相对湿度为 400%～600%时，方有可能发生凝结。如果在纯净空气中投入少量尘埃、烟粒等物质，当相对湿度为 100%～120%，甚至小于 100%时，就能产生凝结现象。这些吸湿性质点，就是水汽开始凝结的核心，称为凝结核。

凝结核主要起两个作用：一是对水汽的吸附作用，二是使形成的滴粒比单纯由水分子聚集而成的滴粒大得多，使之处于潮湿环境中，有利于水汽继续凝结。凝结核数量多而吸水性好的地区，即使相对湿度不足 100%，也可能发生凝结。这就是工业区出现雾的机会比一般地区多的原因之一。

三、水汽的凝结现象

（一）地表面的凝结现象

1．露与霜　日没后，地面及近地面层空气相继冷却，温度降低。当气温降低到露点以下时，水汽即凝附于地面或地面物体上。如温度在 0℃以上，水汽凝结为液态，称为露；温度在 0℃以下，水汽凝结为固态，称为霜。霜通常见于冬季，露见于其他季节，尤以夏季为多。

露和霜的形成与天气状况、局部地形等密切相关。晴天夜晚无风或风速很小时，地面有效辐射强，近地面层气温迅速下降到露点，有利于水汽凝结；多云的夜晚，大气逆辐射增强，地面有效辐射减弱，近地面层气温难以下降到露点，不利于水汽凝结；风力较强的夜晚，空气湍流混合，气温也难以降低到露点。除辐射冷却形成霜、露外，冷平流后或洼地上聚集冷空气时也有利于霜的

形成，称为平流霜或洼地霜，它们常因辐射冷却而加强。

露的水量很小，在温带最多只相当于0.1～0.3 mm的降水层，热带可达1～3 mm。水量尽管有限，但对植物生长却十分有益，尤其在干旱区和干热天气情况下，露常有维持植物生命的功效。例如埃及和阿拉伯沙漠中，虽数月无雨，植物仍可依赖露水生长发育。

霜期长短对农业有重要意义。入冬后第一个霜日叫初霜日，最末一个霜日叫终霜日。初霜日至终霜日持续时间称为霜期。在此期间多数植物停止生长。自终霜日到初霜日的持续时间，称为无霜期。一般说来，纬度愈高，无霜期愈短；纬度相同，海拔愈高，无霜期愈短。山地阳坡无霜期长于阴坡；低洼地段无霜期比平坦开阔地段短。

2. 雾凇和雨凇　雾凇是一种白色固体凝结物，由过冷雾滴附着于地面物体或树枝迅速冻结而成，俗称"树挂"。多出现于寒冷而湿度高的天气条件下。雾凇和霜形状相似，但形成过程有别。霜主要形成于晴朗微风的夜晚，而雾凇可在任何时间内形成。霜形成在强烈辐射冷却的水平面上，雾凇主要形成在垂直面上。

雨凇是形成在地面或地物迎风面上的，透明的或毛玻璃状的紧密冰层，俗称"冰凌"。多半在温度为0～-6℃时，由过冷却雨、毛毛雨接触物体表面形成；或是经长期严寒后，雨滴降落在极冷物体表面冻结而成。雨凇可发生在水平面上，也可发生在垂直面上，并以迎风面聚集较多。

雾凇和雨凇通常都形成于树枝、电线上，严重时可压断电线，折损树木。特别是雨凇的破坏性更大，坚硬的冰层使被覆盖的庄稼糜烂、牲畜无草可吃，道路变滑，农牧业和交通运输受损。

（二）大气中的凝结现象

1. 雾　雾是漂浮在近地面层的乳白色微小水滴或冰晶。当水滴显著增多时，空气呈混浊状态。雾对能见度的影响很大，常妨碍交通，尤其是对航空运输影响较大。当空气中烟、尘等微粒较多时，也能导致能见度变坏，这种现象称为霾。

依据不同的成因，雾可分为辐射雾、平流雾、蒸汽雾、上坡雾和锋面雾五种。

(1) 辐射雾：夜间地面辐射冷却，使贴近地面气层变冷而形成的雾，称为辐射雾。辐射雾在大陆上最为常见，尤以山谷、盆地为多。常出现于晴朗、微风、近地面水汽较充沛的夜间或早晨。

(2) 平流雾：暖空气移到冷下垫面上形成的雾，称为平流雾。平流雾的范围广而且深厚。只要有适宜的风向、风速，常可持续很久。但只要暖湿空气来源中断，雾则立即消散。我国沿海春夏季节的海雾，即是平流雾。

(3) 蒸汽雾：冷空气移动到暖水面上形成的雾，称为蒸汽雾。这种雾可在一日中任何时间形成，也可终日不消散。蒸汽雾在北冰洋的冬季较为常见，叫做极地烟雾或北极烟。深秋或初冬的早晨，见于河面、湖面的轻雾，则称河、湖烟雾。

(4) 上坡雾：潮湿空气沿山坡上升使水汽凝结而产生的雾，称为上坡雾。但潮湿空气必须处于稳定状态，山坡坡度也不能太大，否则就会发生对流而成为层云。上坡雾在我国青藏高原、云贵高原的东部经常出现。

(5) 锋面雾：发生于锋面附近的雾，称为锋面雾。主要是暖气团的降水落入冷空气层时，冷空气因雨滴蒸发而达到过饱和，水汽在锋面底部凝结而成。我国江淮一带梅雨季节常常出现锋面雾。

雾的地理分布，一般是沿海多于内地，高纬多于低纬。因为沿海地区水汽较内陆丰富，而高纬比低纬气温低，这些都有利于近地面气层达到饱和状态。我国四川、贵州一带雾日较多，则是由于受当地特殊的盆地地形和云贵高原的影响，水汽充足且不易流走，具有形成雾的有利条件所

致。雾对植物的生长有益,可以增加土壤水分,减少植物蒸腾。例如云南南部高原盆地有明显的干季,但此时多辐射雾,对植物和热带作物生长十分有利。皖南山区河谷地河漫滩上茶叶质量较高,也与秋冬季节多河谷烟雾有关。

2. 云 云是高空水汽凝结现象。空气对流、锋面抬升、地形抬升等作用使空气上升到凝结高度时,就会形成云。云有各式各样的外貌特征。例如,晴空中漂浮的分散白色云块为积云;高空絮状、羽毛状云是卷云;云层遮天蔽日,不见边际是层云;高耸的黑云压顶是积雨云,等等。云的外貌不仅反映当时的大气运动、稳定程度和水汽状况,也是未来天气变化趋势的重要征兆。

根据云的形状、云底高度及形成云的上升运动特点可将云分为以下几类(表 3-11)。

表 3-11 云的分类

云型	低	中	高
层状云	雨层云(Ns)	高层云(As)	卷层云(Cs)、卷云(Ci)
波状云	层积云(Sc)、层云(St)	高积云(Ac)	卷积云(Cc)
积状云	淡积云(Cu hum)		
		浓积云(Cu Cong)	
		积雨云(Cb)	

(1) 积状云。积状云包括淡积云、浓积云和积雨云,出现时常呈孤立分散状态,是由于空气对流上升,体积膨胀绝热冷却,使水汽发生凝结而形成的(图 3-13)。

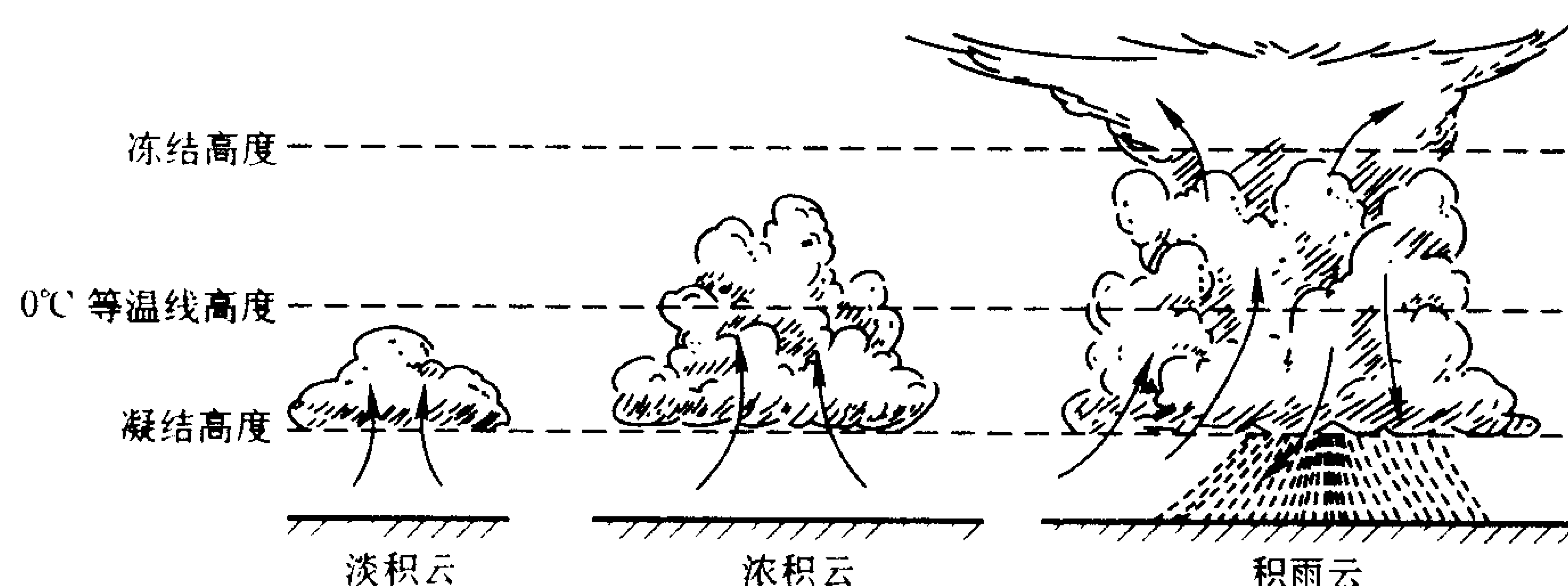


图 3-13 积状云的形成

对流能否形成积状云取决于对流高度是否超过凝结高度。只有对流高度超过凝结高度,才能形成积状云。对流开始时,上升气流稍高于凝结高度,即形成淡积云。淡积云内上升气流速度不大,湍流较弱。对流进一步发展,上升气流高度远超过凝结高度,则形成浓积云。浓积云上升气流速度可达 15~20 m/s,高度一般达到 0℃层以上,这时积云顶成花椰菜状。对流继续发展,浓积云愈益壮大,当云顶伸展到温度在 -15℃以下的高空时,云顶水滴冻结为冰晶,发展为积雨云。热力对流、冷锋面对流、地形抬升等,均可形成积状云。

(2) 层状云:层状云是均匀幕状云层,通常具有较大的水平范围,覆盖数千甚至上万平方千米的地区。层状云是由空气斜升运动形成的。最常见的斜升运动发生在锋面上,即暖湿空气沿

着冷空气的斜坡滑升,有时也可能是暖湿空气沿地形界面缓慢滑升。暖湿空气上升运动速度虽然一般只有 1~10cm/s,但持续时间长,涉及范围广,所以能形成面积广阔的云层。层状云按云底高度可分为雨层云、高层云和卷层云三类(图 3-14)。

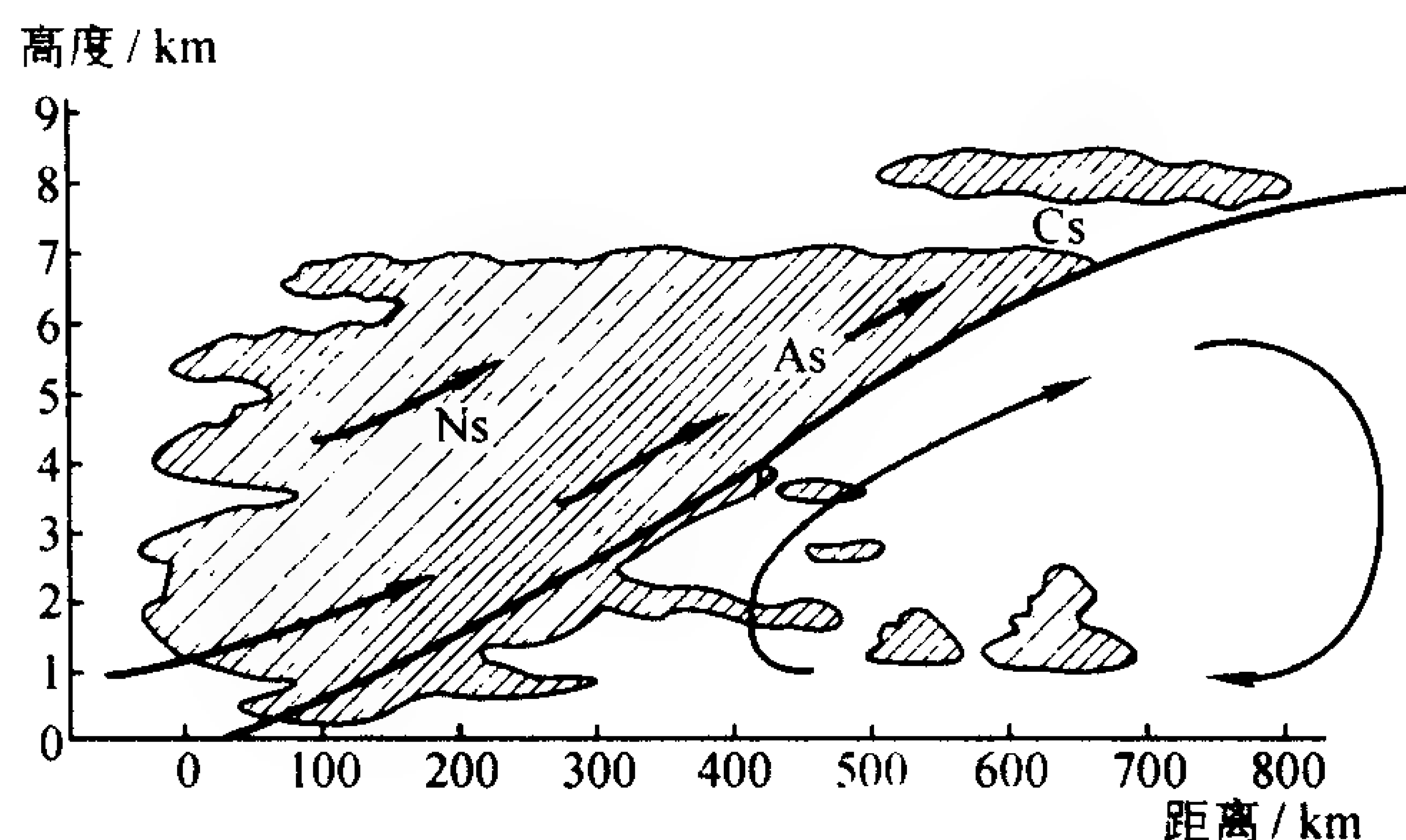


图 3-14 系统性层状云的形成

(3) 波状云:波状云是表面呈现波状起伏或鱼鳞状的云层,包括卷积云、高积云、层积云和层云。通常是因空气密度不同、运动速度不等的两个气层界面上产生波动而形成的(图 3-15)。在大气逆温层和等温层上下,空气密度和运动速度往往有较大差异,故常有波状运动产生。如果相对湿度较大,波峰处因空气上升变冷凝结成云块;波谷则因空气下沉增温,无云产生。

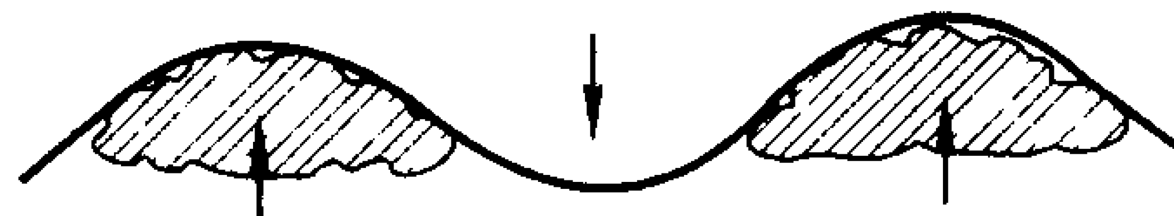


图 3-15 波状云的形成

天空被云遮蔽的程度叫云量,用 0~10 的成数表示。天空完全被云遮蔽,云量为 10;一半为云遮蔽,云量为 5;云占 1/10 天空,云量为 1。云量的分布与纬度、海陆分布、气流运动等有关。一般来说,上升气流为主的区域云量大;下沉气流为主的区域云量小;海洋上云量高于大陆。大气环流特征与云量关系也十分密切。例如我国西南季风地区,雨季云量显著增大;干季云量明显减小。根据气温、气流运动特点,全球可大致划分以下几个云量带:

(1) 赤道多云带:全年以上升气流为主,气温高,对流旺盛,水汽来源充沛,平均云量约为 6。

(2) 纬度 20°~30°少云带:全年以下沉气流为主,空气干燥,是两个相对明净带。平均云量 4 左右,荒漠地带不足 2。

(3) 中高纬多云带:气团、锋面活动频繁,高纬地带还因气温低,是全球高云量带。平均云量为 6.5~7。

四、大气降水

(一) 降水的形成

从云层中降落到地面的液态或固态水,称为降水。降水是云中水滴或冰晶增大的结果。从

雨滴到形成降水必须具备两个基本条件：一是雨滴下降速度超过上升气流速度；二是雨滴从云中降落到地面前不致完全被蒸发。这表明雨滴必须具有相当大的尺度才能形成降水。因此，降水的形成，必须经历云滴增大为雨滴、雪花及其他降水物的过程。云滴增长主要有两个过程。

1. 云滴凝结(凝华)增长　在云的发展阶段，云体上升绝热冷却，或不断有水汽输入，使云滴周围的实际水汽压大于其饱和水汽压，云滴就会因水汽凝结或凝华而逐渐增大。当水滴和冰晶共存时，在温度相同条件下，由于冰面饱和水汽压小于水面饱和水汽压，水滴将不断蒸发变小，而冰晶则不断凝华增大，这种过程称为冰晶效应(图 3－16)；当大小或冷暖不同的水滴在云中共存时，也会因饱和水汽压不同而使小或暖的水滴不断蒸发变小，大或冷的水滴不断凝结增大。上述几种云滴增长条件中，以冰水云滴共存的作用最重要。这是因为在相同温度下，冰水之间的饱和水汽压差异较显著。当温度在－10～－12℃时，可相差0.27hPa，最有利于大云滴的增大。所以，对云体上部已超越等0℃线，有冰晶和过冷却水滴共同构成的混合云降水而言，冰晶效应是主要的。

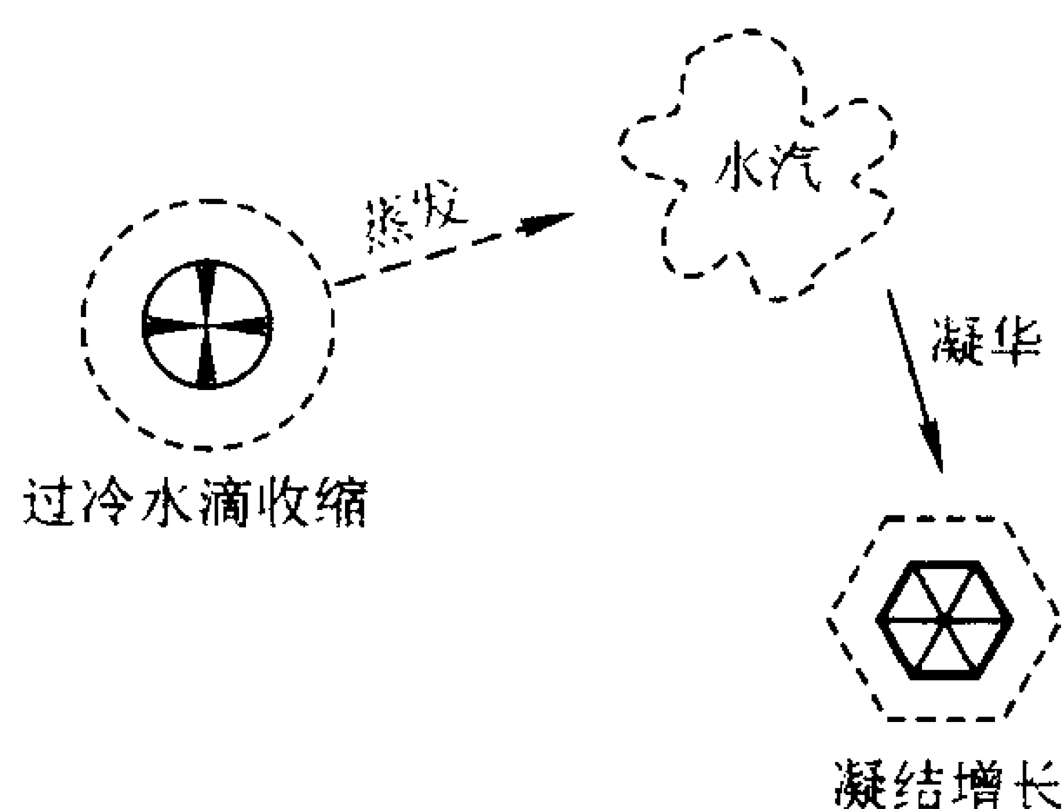


图 3－16　冰晶效应示意图

2. 云滴的冲并增长　云滴大小不同，相应具有不同的运动速度。云滴下降时，个体大的降落得快，个体小的降落得慢，于是大云滴将“追上”小云滴，碰撞合并成为更大的云滴(图 3－17)。云滴增大，横截面积变大，下降过程中又能冲并更多的小云滴。云中含水量愈大，云滴大小愈不均匀，相互冲并增大愈迅速。低纬度地区，云中出现冰水共存的机会不多，所以对气温大于 0℃的暖云降水而言，云滴冲并增大显得尤为重要。

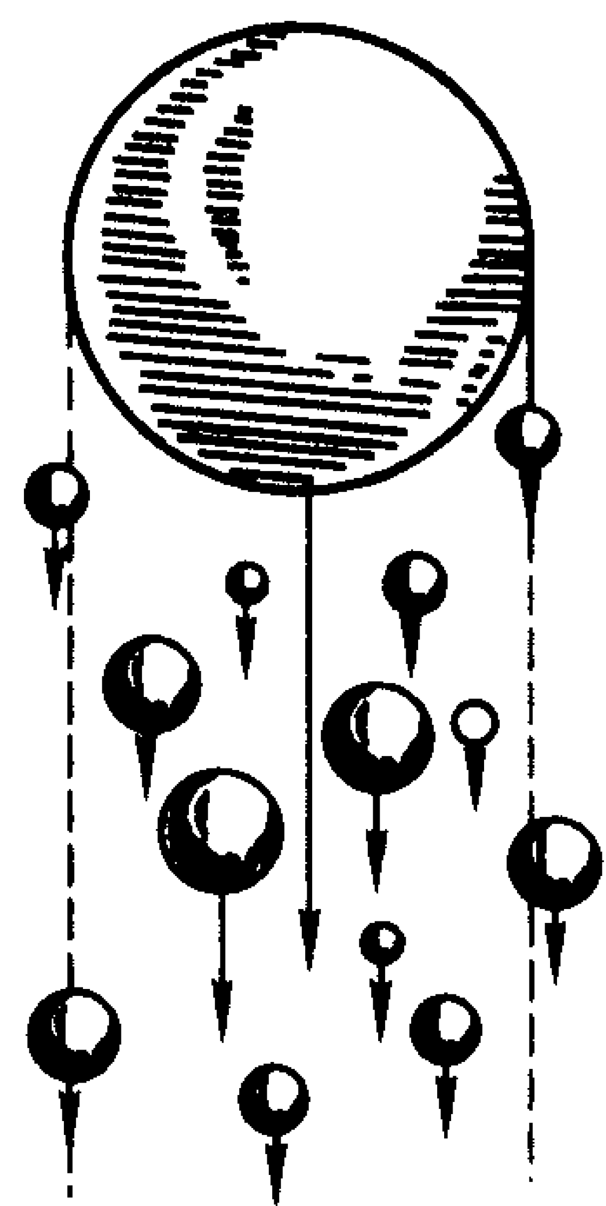


图 3－17　大水滴在下降途中冲并小水滴

目前国内外都在开展人工降水试验研究，即借助催化剂改变云滴的性质、大小和分布状况，创造云滴增大条件，以达到降水目的。冷云人工降水一般采用在云内播撒干冰(固体 CO_2)和碘化银。干冰升华将吸收大量热能，使紧靠干冰外层的温度迅速降低，从而使云中的水汽、过冷却水滴凝华或冻结成冰晶。碘化银微粒是良好的成冰核，只要其温度达到－5℃，水汽就能以它为核心凝华成冰晶并继续增大，产生降水。暖云人工降水主要是在云内播撒氯化钠、氯化钾等粉末。钠盐、钾盐吸湿性很强，是很好的凝结核，吸收水分后能迅速成长为大云滴，合并其他云滴而形成降水。

(二) 降水的类型

降水分类方法很多。根据降水的形成原因(主要是气流上升特点)，可分为以下四个基本类型。

1. 对流雨　暖季空气湿度较大，近地面气层强烈受热，引起对流而形成的降水，称为对流雨。这类降水多以暴雨形式出现，并伴有雷电现象，故又称为热雷雨。全球赤道带全年以对流雨为主。我国西南季风区也以热雷雨为主，但通常只见于夏季。

2. 地形雨　暖湿空气前进途中遇到较高山地阻碍而被迫抬升，绝热冷却，在达到凝结高度时，便产生降水。因此，山的迎风坡常成为多雨中心；背风坡因水汽早已凝结降落，且下沉增温，将发生焚风效应，降水很少，形成雨影区(图 3－18)。世界年降水量最多的地方基本上都与地形

雨有关。

3. 锋面(气旋)雨　两种物理性质不同的气团相遇,暖湿空气循交界面滑升,绝热冷却,达到凝结高度时便产生云雨。由于气团的水平范围很广,上升速度缓慢,所以锋面雨具有雨区广、持续时间长的特点。温带地区锋面雨占有主要地位。

4. 台风雨　台风是产生在热带海洋上的一种空气旋涡。台风中有大量暖湿空气上升,可产生强度极大的降水。台风雨和对流雨的性质比较近似,对流雨较普遍但一般强度较弱,范围较小,台风扰动剧烈且范围很大,半径可达数百千米。台风雨的产生仅限于夏、秋季,有时造成灾害。

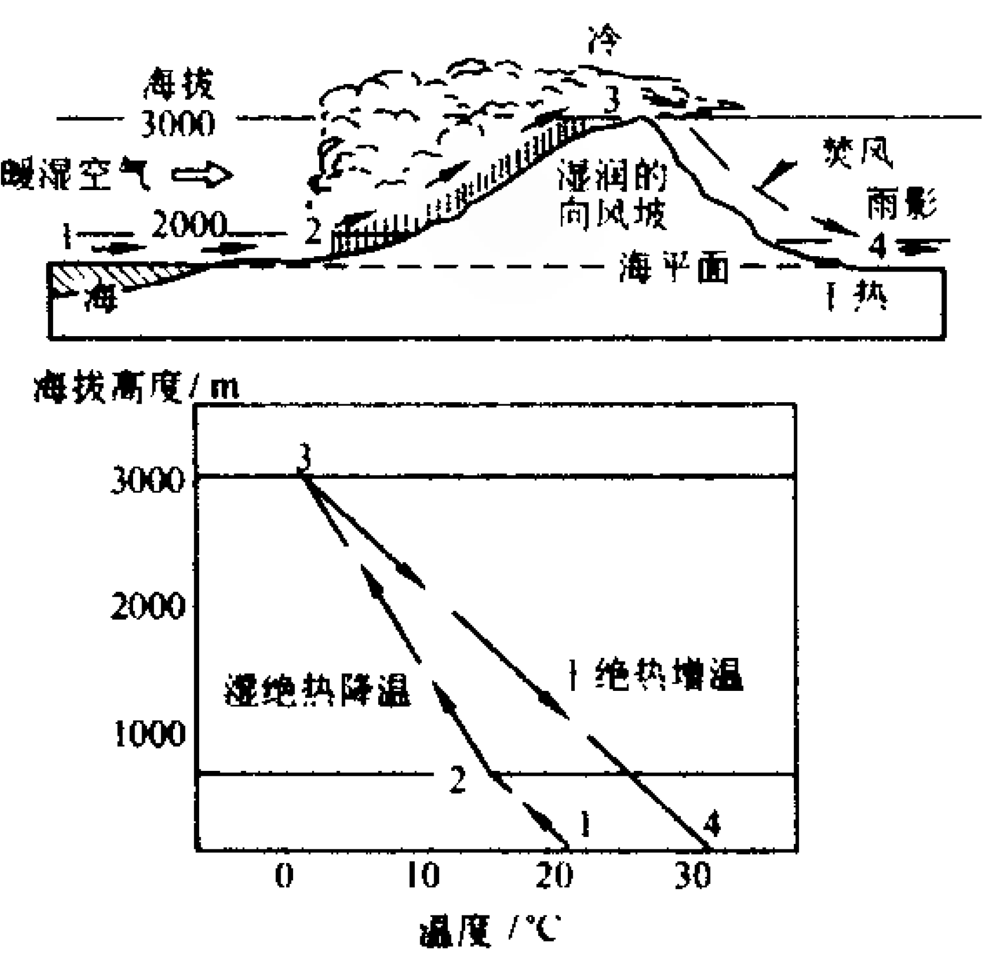


图 3-18　地形雨和焚风

(据 A.N.Strahler.1978)

(三) 降水的时间变化

1. 降水强度　单位时间内的降水量,称为降水强度。气象部门为确定一定时段内降水的数量特征,并用以预报未来降水数量变化趋势,将降水强度划分为若干等级(表 3-12)。

降水量是指降落在地面的雨、雪、雹、霰等,未经蒸发、渗透流失而积聚在水平面上的水层厚度(mm)。单位时间内降水量愈多,降水强度愈大;反之,则降水强度愈小。降水强度关系到降水量的利用价值。降水强度过大,地表径流过程迅速,不利于河川径流调节,并易引起山洪暴发,形成水患。1975 年 8 月我国河南南部特大洪水的形成就与特大的降水强度(最大 24 小时雨量达 1 060.3 mm)有直接联系。

表 3-12　降水强度划分标准

划分标准	雨		雪
	mm/d	mm/h	mm/d
降水强度等级	小雨 < 10	小雨 < 2.5	小雪 < 2.5
	25 > 中雨 ≥ 10	8.0 > 中雨 ≥ 2.5	5.0 > 中雪 ≥ 2.5
	50 > 大雨 ≥ 25	16.0 > 大雨 ≥ 8.0	大雪 ≥ 5.0
	100 > 暴雨 ≥ 50	暴雨 ≥ 16.0	
	200 > 大暴雨 ≥ 100		
	特大暴雨 ≥ 200		

2. 降水的日变化　一天内的降水变化,在很大程度上受地方条件制约,可大致分为两个类型:

(1) 大陆型:中纬度大陆性气候条件下,降水特点有两个最大值,分别出现在午后和清晨;两个最小值,分别出现在夜间和午前。这是因为午后上升气流最为强盛,多对流雨;清晨则相对湿度最大,云层较低,稍经扰动即可降雨。午夜前后,气温直减率小,气层稳定,降水机会少;上午 8 ~ 10 时左右,相对湿度已没有早晨大,对流未达到最盛,所以降水可能性亦小。

(2) 海洋或海岸型:其特点是一天只有一个最大值,出现在清晨,最小值出现在午后。因为午后海面温度低于气温,大气低层稳定,难以形成云雨;夜间,海面温度高于气温,大气不稳定,易

促使对流发展，产生云雨。

3. 降水的季节变化　降水季节变化因纬度、海陆位置、大气环流等因素而不同。一些地方年内降水量分配比较均匀，一些地方不均匀；一些地方降水集中在夏季，一些地方集中在冬季。全球降水的年变型大致可分为以下几种：

(1) 赤道型：全年多雨，其中有两个高值与两个低值时期。春、秋分之后，降水量最多；冬、夏至之后，降水量出现低值。这种类型分布在南北纬10°以内的地区。

(2) 热带型：位于赤道南北两侧。由于太阳在天顶的时间不像在赤道上间隔相等，随着纬度的增加，两段最多降水量时间逐渐接近，至回归线附近合并为一。

(3) 副热带型：副热带全年降水只有一个最高值，一个最低值。大陆东岸降水量集中于夏季（季风型），大陆西岸则冬季多雨（地中海型）。

(4) 温带及高纬型：内陆及东海岸以夏季对流雨为主，西海岸则以秋冬气旋雨为最重要。

4. 降水变率　各地降水量在年际、年内各月间都有变化。由于各地自然地理环境不同，其变化情况并不一致，有些地区相对较稳定，有些地区变化明显。通常用降水变率表征，即各年降水量的距平数与多年平均降水量的百分比表征降水量的变化程度：

$$c_v = \frac{\text{距平数}}{\text{平均数}} \times 100\%$$

式中，平均数为某地多年平均降水量；距平数为当年降水量与平均数之差。例如，某地多年平均降水量为1 000 mm，多年平均距平数为200 mm，则其降水变率为20%。

降水变率大小，反映降水的稳定性或可靠性。一个地区降水量丰富、变率小，表明水资源利用价值高。降水变率愈大，表明降水愈不稳定，往往反映该地区旱涝频率较高。我国降水变率大致是北方大于南方，内陆大于沿海。长江以南在20%左右，黄淮之间为20%～30%，华北超过30%，西北内陆区超过40%，而西南季风区只有10%左右。

（四）降水量的地理分布

降水量的空间分布受纬度、海陆位置、大气环流、天气系统、地形等多种因素制约。全球年平均降水量的分布如图3-19。显然降水的分布比平均温度分布复杂得多，但仍存在纬度带状分布特点。全球可划分四个降水带。

1. 赤道多雨带　赤道及其两侧是全球降水量最多的地带。年降水量至少1 500 mm，一般为2 000～3 000 mm。气流运动方向与地形相配合，可形成大量的降水。例如，尼加拉瓜圣若德尔-苏尔(11°N)6 588 mm；哥伦比亚中部的阿诺利(7°N)7 139 mm；非洲喀麦隆山地西坡(4°N)更高达10 470 mm。

2. 南北纬15°～30°少雨带　这一纬度带受副热带高压控制，以下沉气流为主，是全球降水量稀少带。大陆西岸和内部一般不足500 mm，不少地方只有100～300 mm。由于地理位置、季风环流、地形等因素影响，有些地方降水也很丰富，全球降水量最高记录即出现在本带内。例如，喜马拉雅山南坡的乞拉朋齐(25°N)年平均降水量高达12 665 mm，绝对最高年降水量竟达26 461 mm（1860年8月～1861年7月）；夏威夷群岛中的威阿里阿(22°N)达12 090 mm。我国大部分属于这一纬度带，因受季风及台风影响，东南沿海一带多在1 500mm以上。

3. 中纬多雨带　年降水量一般为500～1 000 mm。多雨原因主要是受天气系统影响，即锋面、气旋活动频繁，多锋面、气旋雨。大陆东岸还受夏季风影响，带来较多的降水。本带也有局部

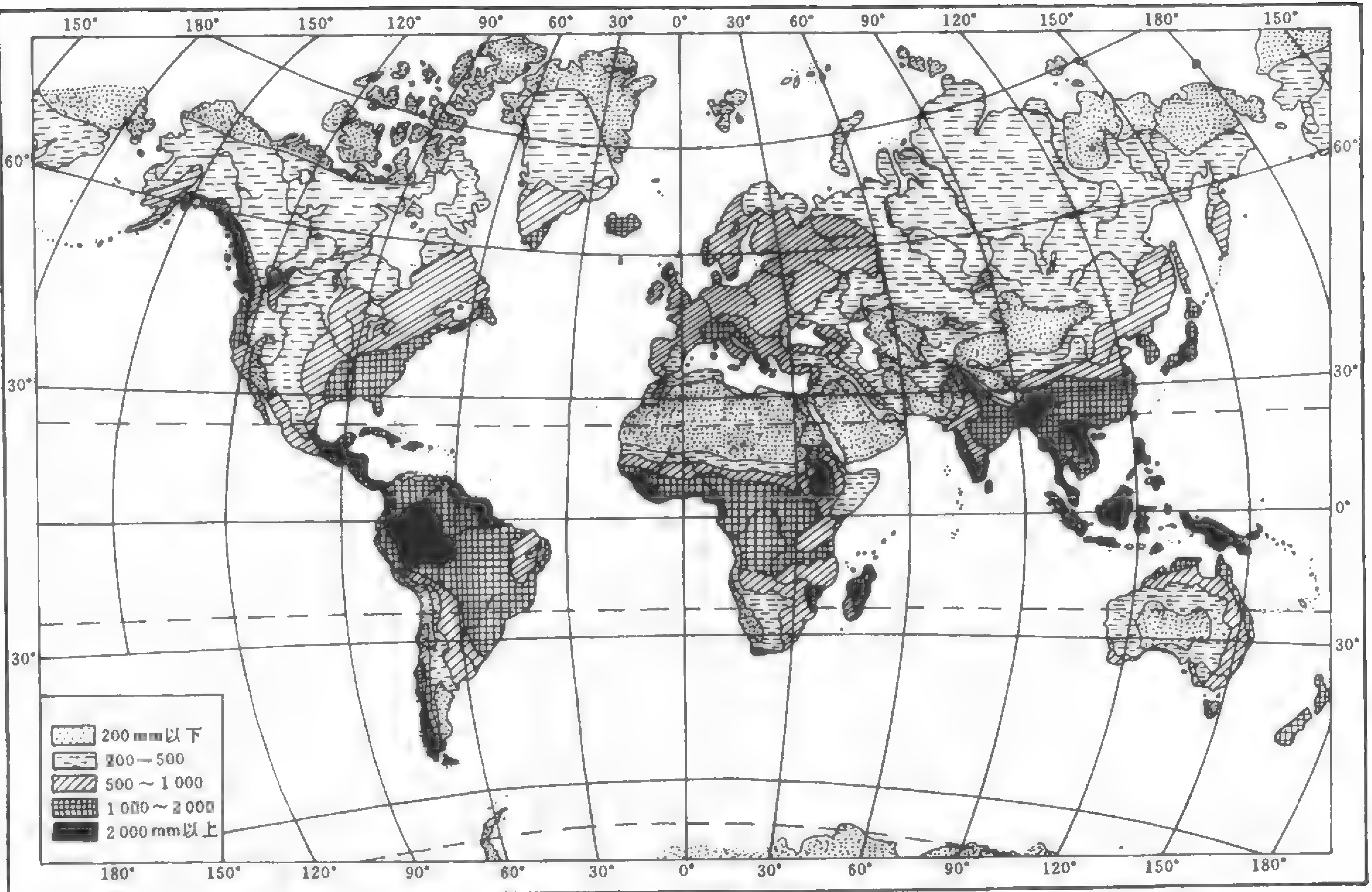


图 3-19　世界年平均降水量分布（据本书第二版）

地区降水特别丰富，例如智利西海岸（42° ~ 54°S）3 000 ~ 5 000 mm，亚得里亚海的彻尔克威次（42°32′N）4 620 mm。但是中纬度大陆内部因距海洋较远，空气干燥，降水量很少，分布着大面积的温带荒漠。

4．高纬少雨带　本带因纬度高，全年气温很低，蒸发微弱，大气中所含水汽数量少，故年降水量一般不超过 300 mm。表 3－13 列出了北半球各纬度带平均的年降水量值。

表 3－13　北半球各纬度带平均年降水量/mm

纬度带	0° ~ 10°	10° ~ 20°	20° ~ 30°	30° ~ 40°	40° ~ 50°	50° ~ 60°	60° ~ 70°	70° ~ 80°
年降水量	1 677	763	513	501	561	510	340	194

一地的年降水量反映该地的水分收入状况；蒸发量反映水分支出状况。某地是湿润还是干旱，取决于该地降水量 P 与蒸发量 E 的对比关系。通常用湿润系数 K 表示，即

$$K = \frac{P}{E}$$

降水量大于或等于蒸发量，表明水分收入大于或等于支出，属于湿润状况；降水量小于蒸发量，说明水分入不敷出，属于半湿润、半干旱或干旱状况。例如，副热带高压带地区年降水量 500 mm，高纬地带年降水量 300 mm。副热带气温高，蒸发能力强，降水量远小于蒸发能力，即收入不抵支出，故为干旱、半干旱地区；高纬地带降水量虽不及副热带多，但气温比副热带低，蒸发能力弱，蒸发量小于降水量，因而为湿润地区。

第三节　大气运动和天气系统

一、大气的水平运动

空气运动是地球大气最重要的物理过程。由于空气运动，不同地区、不同高度之间的热量、动量、水分等得以相互交换，不同性质的空气得以交流，从而产生各种天气现象和天气变化。大气运动包括垂直运动和水平运动。以垂直运动为主的空气运动称为上升气流或下沉气流，但与广阔区域持续数日乃至数月的水平运动相比，垂直运动一般并不显著。因此，下面主要讨论空气的水平运动。

（一）作用于空气的力

空气的水平运动是由所受的力决定的。作用于空气的力有水平气压梯度力、地转偏向力、地面摩擦力，空气作曲线运动时还受到惯性离心力的作用。各种力之间的复杂组合构成不同形式的大气水平运动。

1．水平气压梯度力　气压分布不均产生气压梯度，使空气具有由高压区流向低压区的趋势。在讨论空气运动时，通常把存在水平气压梯度时单位质量空气所受的力，称为水平气压梯度力 G，其表达式是

$$G = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial n} \approx -\frac{1}{\rho}\frac{\Delta P}{\Delta n}$$

式中,负号表示气压梯度力的方向从高压指向低压;ρ 为空气密度;$\frac{\Delta P}{\Delta n}$ 为水平气压梯度(hPa/赤道度或 10^{-5}N/cm^3)。

在低层大气,铅直方向气压梯度约为 100 hPa/km,而水平方向上仅约 1 hPa/100 km。因此,垂直气压梯度力约为水平气压梯度力的 10 000 倍。铅直方向气压梯度力几乎被重力所平衡;而水平方向气压梯度力尽管很小,但与其平衡的其他力也小,所以它仍十分重要。只要水平气压梯度力在某一段时间持续发生作用,经过相当时间就可使空气产生很大的运动速度。这种速度可用全球水平气压的平均梯度$\left(\frac{\Delta P}{\Delta n}=1\ \text{hPa/100km}\right)$求出。此时,水平气压梯度力为 7×10^{-7}N/g,亦即单位质量空气所具有的加速度是 7×10^{-2}cm/s^2。这样大的力若持续 3 个小时,可使风速由零增加到 7.6m/s。实际上,地球表面经常存在强大的高气压和低气压,其水平气压梯度远超过 1 hPa/100 km。所以,水平气压梯度力是使空气运动即形成风和决定风向、风速的主导因素。

2. 地转偏向力　由于地球转动而使在地球上运动的物体发生方向偏转的力,称为地转偏向力。包括水平和垂直两个分量。在讨论空气水平运动时,通常只考虑水平地转偏向力,以 A 表示。而垂直分量,因大气中存在静力平衡对大气运动无关紧要。因此,单位质量空气的水平地转偏向力为

$$A=2v\omega\sin\varphi$$

式中,ω 为旋转角速度(对于地球来说,它等于 15°/h 或 7.29×10^{-5}弧度/s);φ 为地理纬度;v 为风速。$2\omega\sin\varphi$ 称为科氏参数(f)。显然,地转偏向力的大小同风速和所在纬度的正弦成正比。在风速相同情况下,则随纬度增高而增大。赤道上地转偏向力等于零;两极地转偏向力最大,等于 $2v\omega$(图 3-20)。

在纬度 30°的地方,风速为 10 m/s 时,作用于单位质量空气上的地转偏向力为7×10^{-2}cm/s^2,与

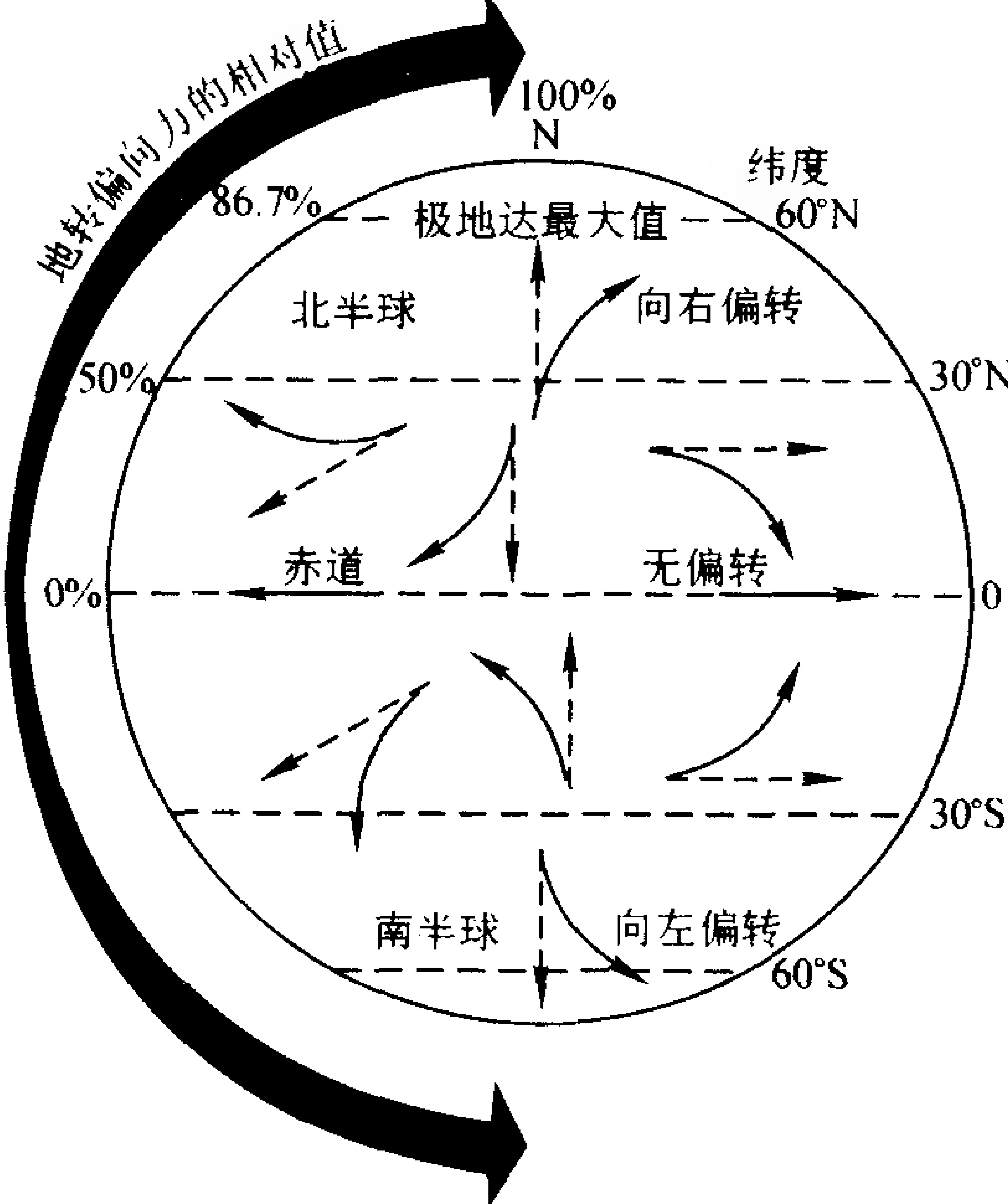


图 3-20　地转偏向力(据 A.N.Strahler,1978)

全球平均水平气压梯度下，引起空气运动的水平气压梯度力相近。对动力很大的汽车、飞机以及人的运动而言，地转偏向力可忽略不计。但在讨论大范围空气运动时，地转偏向力因与水平气压梯度力相近，必须加以考虑。

3. 惯性离心力　当空气作曲线运动时，还受惯性离心力 c 作用。惯性离心力方向与空气运动方向相垂直，并自曲线路径的曲率中心指向外缘（图 3－21），其大小与空气运动线速度 v 的平方成正比，与曲率半径 r 成反比。其表达式是

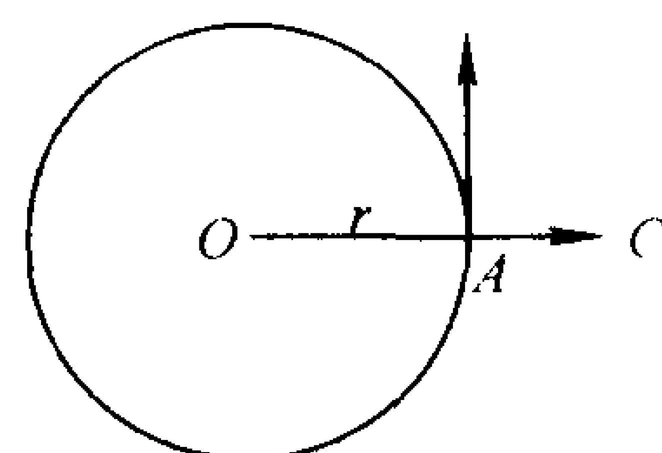


图 3－21　惯性离心力

$$c = \frac{v^2}{r}$$

实际上运动空气的惯性离心力通常很小。例如，当空气运动的曲率半径为 500 km，风速为 10m/s，单位质量空气受到的惯性离心力为 2×10^{-2} cm/s²，远比地转偏向力小。但当空气运动速度很大，而运动路径的曲率半径特别小时，惯性离心力也可能大于地转偏向力。

4. 摩擦力　运动状态不同的气层之间、空气和地面之间都会相互作用，产生阻碍气流运动的力，称为摩擦力。气层间的阻力，称为内摩擦力，主要通过湍流交换作用使气流速度发生改变。地面对气流运动的阻力，称为外摩擦力。摩擦力总是和运动方向相反，使空气运动速度减小，地转偏向力也相应减小，结果气流运动的方向并不与等压线平行而是与之形成一定的交角（图 3－22）。陆地上风向与等压线平均交角约为 25°～35°，海洋上约为 10°～20°。

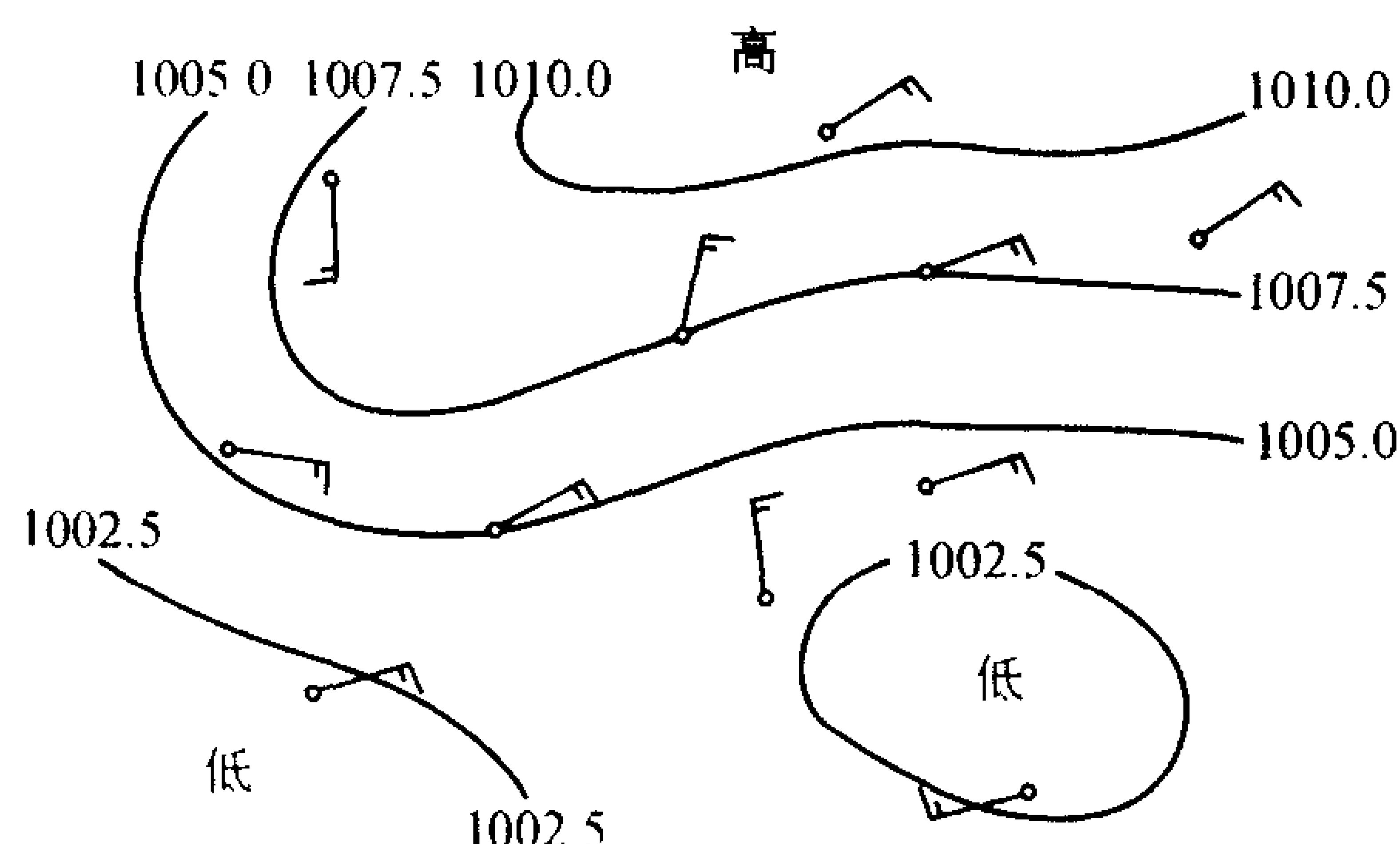


图 3－22　摩擦层中风与气压场的关系

摩擦力的大小在大气的各不同高度是不同的。以近地面层（地面至 30～50 m）为最大，高度愈高，作用愈弱，到 1～2 km 以上，其影响可忽略不计。此高度以下的气层称为摩擦层（或行星边界层），此层以上称为自由大气。

（二）自由大气中的空气运动

自由大气中，空气运动的规律比在摩擦层简单。当空气作直线运动时，只须考虑气压梯度力和地转偏向力的作用；当空气作曲线运动时，则除了这两个力之外，还须考虑惯性离心力的作用。

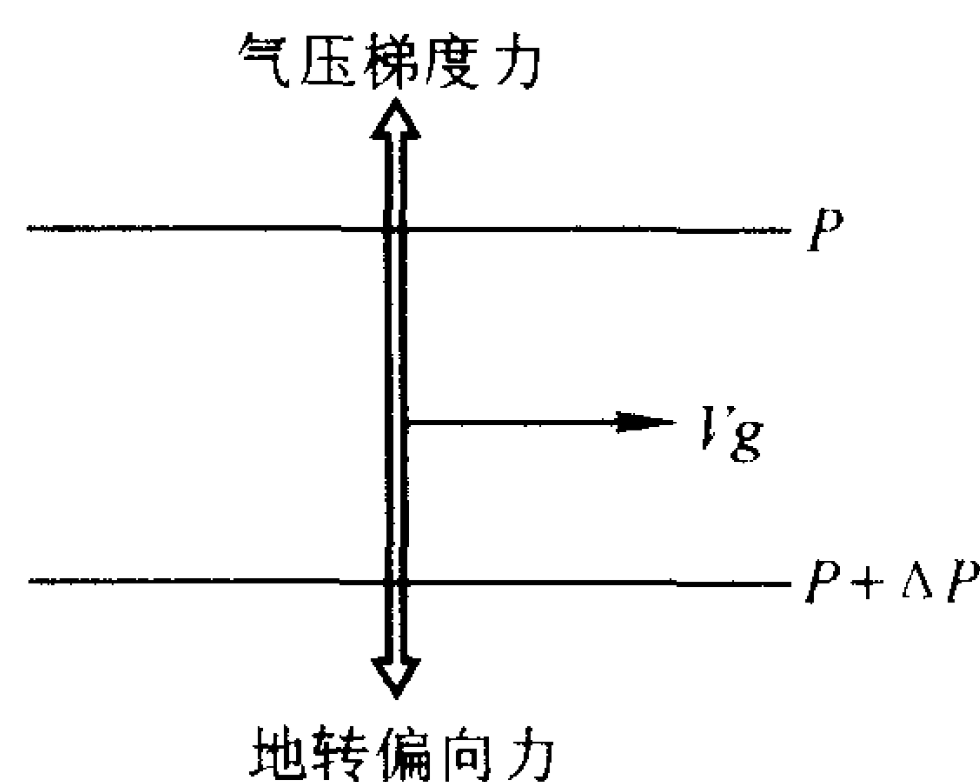


图 3－23　地转风关系

1. 地转风　系指自由大气中空气作等速、直线水平运动。由图 3－23 可以看出，地转风方向与水平气压场之间存在着一定的关系，即白贝罗风压定律：在北半球，背风而立，高压在右，低压在

左;在南半球则相反,背风而立,低压在右,高压在左。

当不考虑摩擦时,地转偏向力必然与气压梯度力平衡,水平面上的地转风公式为

$$v_g = -\frac{1}{2\rho\sin\varphi}\frac{\Delta P}{\Delta n}$$

显而易见,地转风风速 v_g 与气压梯度成正比,与空气密度及纬度的正弦成反比。赤道附近地转偏向力为零,地转关系不成立。

地转风是严格的平衡运动,空气质点的速率和方向都不变,即等压线必须是直线。在自由大气中可视地转风为实际风的一种良好近似。但在等压线弯曲的地区误差较大。实际上,地转风成立的条件是空气运动的特征时间应比 $1/f$(约 3 h)长。在大尺度运动中,气流接近水平,风速典型数值约为 10 m/s,则 3 小时空气移动约 100 km。实际天气系统的尺度远大于 100 km,因而可近似地使用地转风关系。这就是说,既可根据高空风向确定所在高度的气压分布状况,也可根据空中气压场分布状况了解所在高度的气流情况。

2. 梯度风　自由大气中的空气作曲线运动时,作用于空气的气压梯度力、地转偏向力、惯性离心力达到平衡时的风,称为梯度风。当空气作直线运动时,所受的惯性离心力等于零,梯度风即变成地转风,因此地转风是梯度风的一个特例。梯度风是对天气图上圆形气压场所产生风场的一种近似。当等压线存在弯曲时,梯度风近似比地转风近似更合理。

等压线有气旋性弯曲和反气旋性弯曲两类,因而存在气旋区内和反气旋区内的梯度风之别。图 3-24 给出北半球空气运动轨迹为气旋性与反气旋弯曲时气压梯度力、地转偏向力和离心力平衡的情况。在气压梯度不变的条件下,气旋式风场中,由于离心力与地转偏向力之和与气压梯度力相平衡,因而平衡时的风速比单独只有地转偏向力作用时小,即在中纬度低压区或低压槽内,观测到的风经常小于地转风;相反,在反气旋式风场中,离心力和气压梯度力之和与地转偏向力平衡,因而平衡时的风速必定大于地转风,这就是在高压区或高压脊内经常观测到超地转风的缘故。梯度风风向仍然遵循白贝罗风压定律,即在北半球背梯度风而立,高压在右、低压在左,而南半球相反。

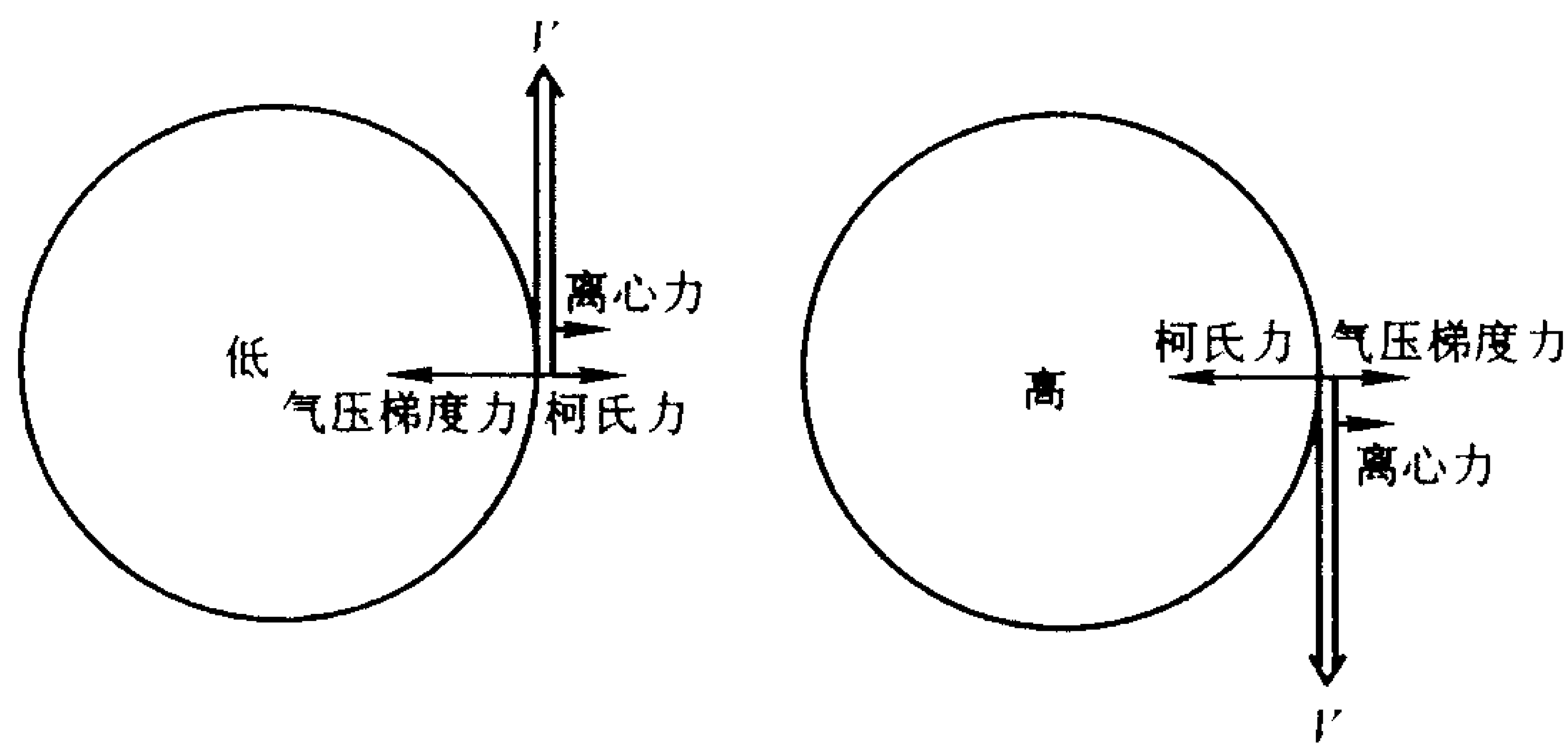


图 3-24　北半球高低气压中的梯度风

反气旋内存在气压梯度极限值,此值与曲率半径 r 有关。如果 r 很小或气压梯度很大,地转偏向力不可能与方向相反的气压梯度力与离心力平衡,也就不可能维持梯度风的存在。所以在

反气旋区，特别是其中心区，不可能有很大的气压梯度。气旋区内则不存在极限值。因为无论气压梯度力有多大，都可被偏向力及离心力平衡。所以在气旋区，特别是其中心区，风速可以很大。例如台风中心附近可以出现12级以上的大风。赤道低纬度地区，地转偏向力不足以和气压梯度力及惯性离心力相抗衡。因而即使有反气旋性气压梯度出现，也会很快受到破坏。

地转风和梯度风的概念只在大尺度运动的范围内才有意义。一些小的涡旋如龙卷风、尘卷风，空气运动速度很大而曲率半径很小，惯性离心力可能等于或超过气压梯度力。此时风的旋转方向无论是逆时针还是顺时针，中心部分都必须是低压。

（三）风随高度的变化

1. 地转风随高度的变化——热成风　如上所述，某高度的地转风速与该高度的气压梯度成正比。水平气压梯度由密度分布不均匀造成，而大气密度是温度的函数。水平温度分布不均将导致气压梯度随高度发生变化，风也相应随高度发生变化。由水平温度梯度引起的上下层风的向量差，称为热成风，用 V_T 表示。

如图3－25所示，设1 500 m高度上不存在水平气压梯度，因而风速为零。但因 A 点气柱温度比 B 点高，这表示在1 500 m高度以上有自 A 指向 B 的水平温度梯度存在。根据暖区气压垂直梯度比冷区小的特点，A 点和 B 点之间的上空将出现自暖区指向冷区的气压梯度力，1 500 m以上任一高度例如3 000 m高度将有风出现。这种风就是由水平温度梯度引起的热成风 V_T，附加在 $Z=3\ 000$ m高度上，成为该高度的地转风 V_g。从图3－26可以看出，上层暖区和高压一致，冷区和低压一致，等压线与等温线平行。因此，热成风与等温线的关系同地转风与等压线的关系相似，即在北半球背热成风而立，高温在右，低温在左；南半球则相反。

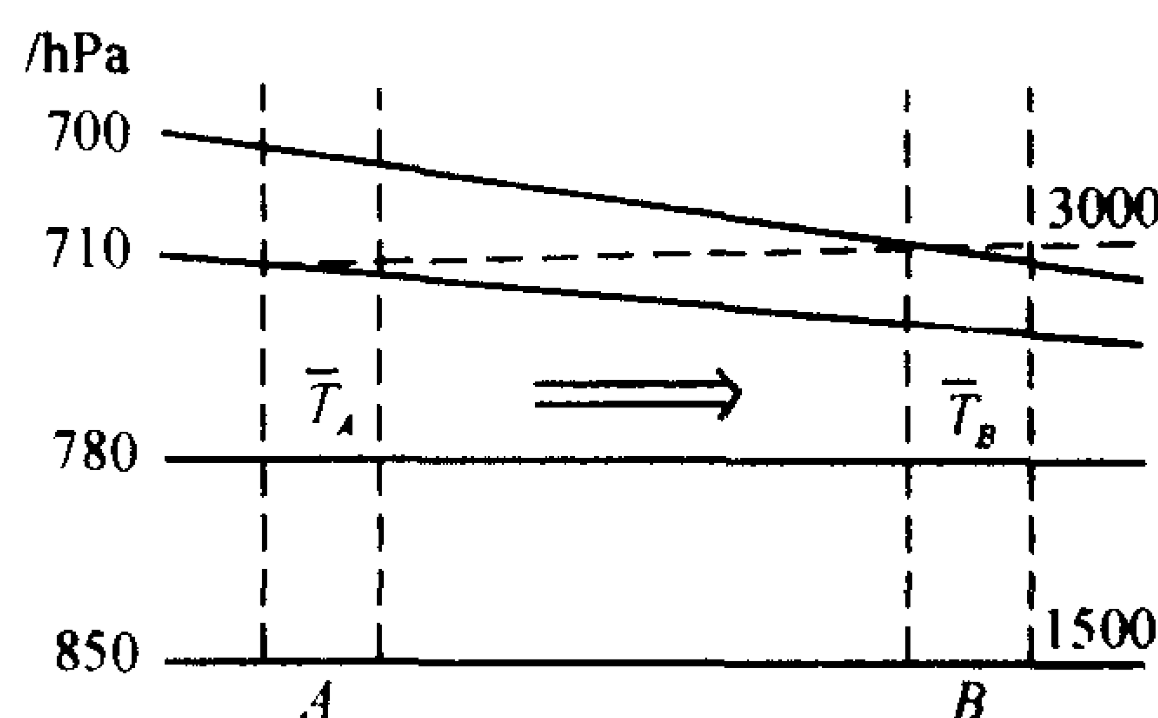


图3－25　热成风的形成

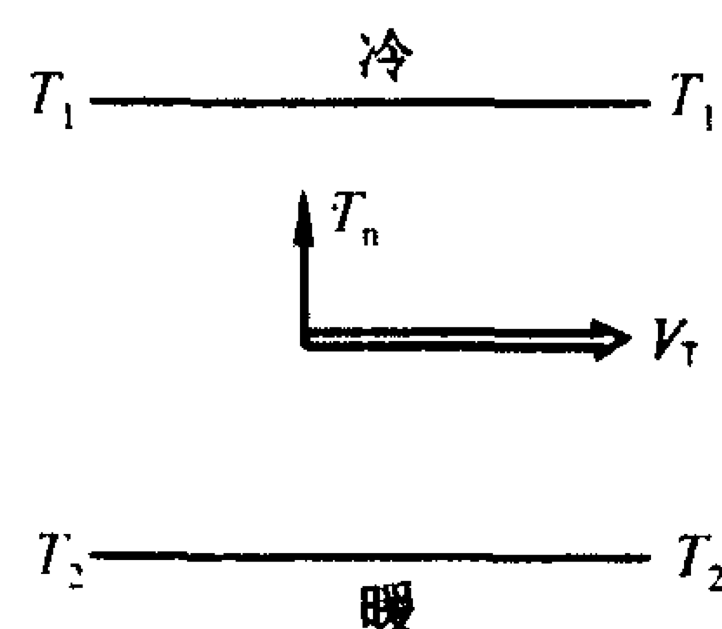


图3－26　热成风的方向（北半球）

热成风的风速与水平温度及气层厚度有关，其表达式为

$$|V_T| = \frac{g\Delta Z}{2\omega\sin\varphi T_m}\frac{\Delta T_m}{\Delta N}$$

式中，T_m 为气层平均温度；g 为重力加速度；$\frac{\Delta T_m}{\Delta N}$ 为气层平均水平温度梯度；ΔZ 为气层垂直厚度。

上式表明，当 $\frac{\Delta T_m}{\Delta N}=0$ 时，$V_T=0$，没有热成风发生，地转风不随高度而改变。反之，在几千米的高空，水平温度梯度最大处风速也最大。在大气中，水平温度梯度与水平气压梯度分布状况是多种多样的，因热成风而影响到地转风随高度的变化也是多种多样的。若地转风随高度作逆时

针旋转时，伴随有冷平流(图 3-27a)；作顺时针旋转时，则有暖平流(图 3-27b)。依靠测风估计水平温度平流及其随高度的发布，对于天气分析和预报有着重要意义。

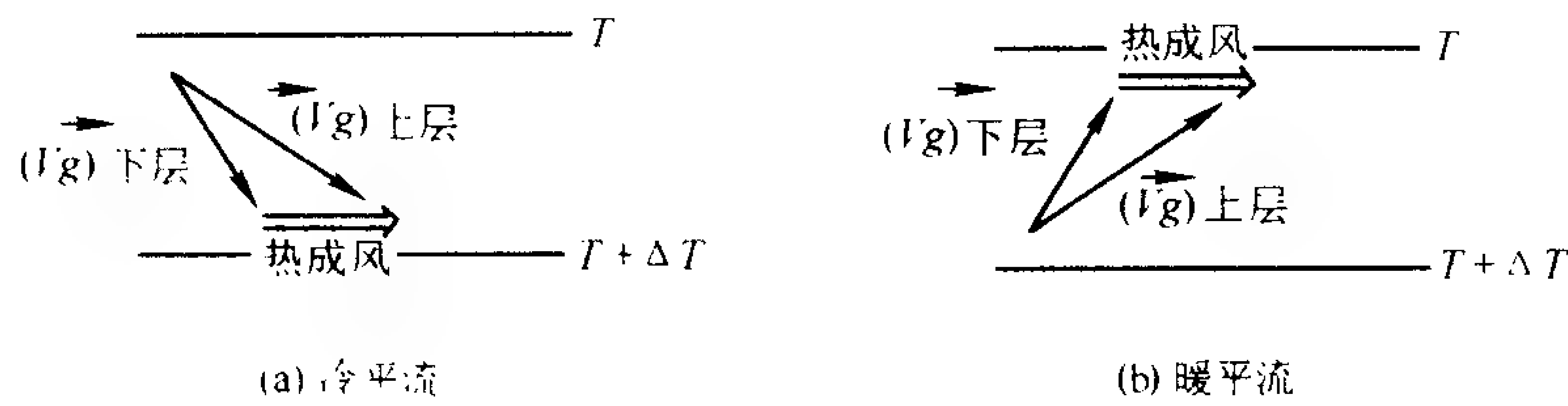


图 3-27　冷暖平流与地转风关系

总之，在自由大气中，随着高度的增加，风总是愈来愈趋向于热成风。例如，北半球温度南暖北冷，等温线走向基本上呈东西向。由热成风原理可知，这种温度场使中纬度西风随高度增加而增大，直到对流层顶附近出现西风急流。东风带低层东风随高度增加而减小，到某一高度减小到零，再往上仍是西风。所以对流层中上层是显著的西风带。

2. 摩擦层中风随高度的变化　摩擦层中，风随高度的变化，受摩擦力和气压梯度力随高度变化的影响。在气压梯度力不随高度变化的情况下，离地面愈远，风速愈大，风向与等压线的交角愈小。把北半球摩擦层中不同高度上风的向量投影到同一水平面上，可得到一条风向风速随高度变化的螺旋曲线，称为埃克曼螺线(图 3-28)。它表示北半球摩擦层中风随高度呈螺旋式旋转分布；随着高度的升高，风速逐渐增大，风向向右偏转，最终风向与等压线完全一致。

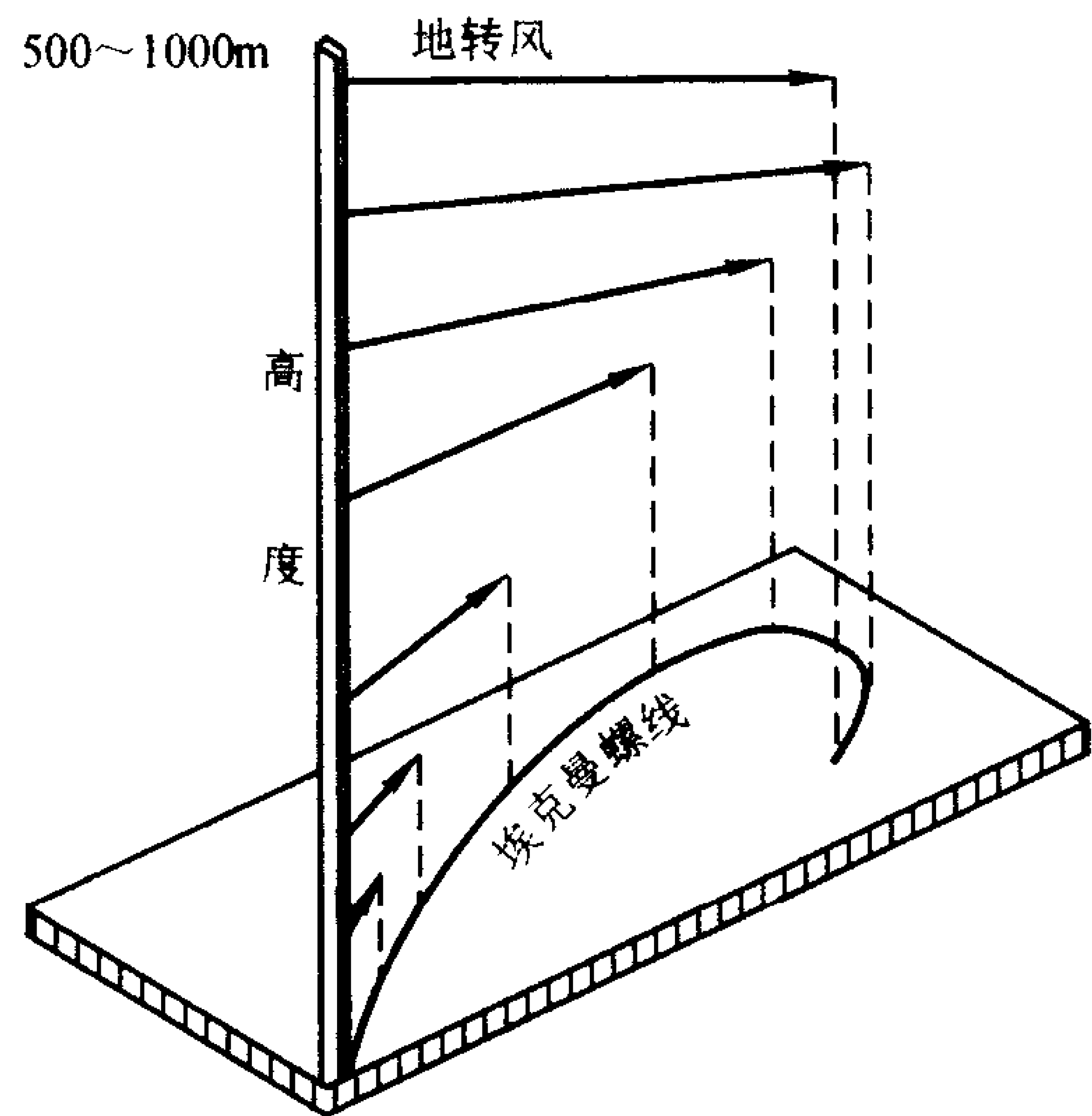


图 3-28　北半球埃克曼风速螺旋曲线

由埃克曼螺线可以看到，当高度很小时，风速随高度增加很快，但风向改变不大；而在较大的高度上，风速增加缓慢，风向却显著向右偏转，最终趋于地转风。在离地面 10m 以下的气层中，摩擦力随高度增加迅速减小，风速随高度增加特别快，所以一般要求测风仪器离地面 10～12m 以上。根据风速大小，可将风力划分为 12 级。从风力征象即可估算出相应的风级(表 3-14)。

表 3-14 风 力 等 级

风力等级	海面状况 浪高/m		近海岸渔船征象	陆地地物征象	相当风速			
	一般	最高			m/s 范围	m/s 中数	km/h	n# mile/h
0	—	—	静	静、烟直上	0.0~0.2	0.1	<1	<1
1	0.1	0.1	寻常渔船略觉摇动	烟能表示风向	0.3~1.5	0.9	1~5	1~3
2	0.2	0.3	渔船张帆时，每小时可随风移行2~3km	人面感觉有风，树叶有微响	1.6~3.3	2.5	6~11	4~6
3	0.6	1.0	渔船渐觉簸动，每小时可随风移行5~6km	树叶及细小枝条摇动不息，旌旗展开	3.4~5.4	4.4	12~19	7~10
4	1.0	1.5	渔船满帆时，可使船身倾于一方	能吹起地面灰尘、纸张，小树条摇动	5.5~7.9	6.7	20~28	11~16
5	2.0	2.5	渔船缩帆(收帆一部分)	有叶的小树摇摆，内陆的水面有小波	8.0~10.7	9.4	29~38	17~21
6	3.0	4.0	渔船加倍缩帆，捕鱼须注意风险	大树枝摇动，电线呼呼有声，张伞困难	10.8~13.8	12.3	39~49	22~27
7	4.0	5.5	渔船停泊港中，近海渔船下锚	全树摇动，大树枝弯下，迎风步行不便	13.9~17.1	15.5	50~61	28~33
8	5.5	7.5	近港渔船不出海	可折坏树枝，迎风步行阻力甚大	17.2~20.7	19.0	62~74	34~40
9	7.0	10.0	汽船航行困难	烟囱及平房屋顶受到损坏、小屋遭受破坏	20.8~24.4	22.6	75~88	41~47
10	9.0	12.5	汽船航行很危险	陆上少见，出现时可使树木拔起，或将建筑物破坏	24.5~28.4	26.5	89~102	48~55
11	11.5	16.0	汽船遇之极危险	陆上很少，有则必有重大的损毁	28.5~32.6	30.6	103~117	56~63
12	14.0	—	海浪滔天	陆上绝少，摧毁力极大	32.7~36.9	34.8	118~133	64~71

二、大气环流

大气环流是指大范围内具有一定稳定性的各种气流运行的综合现象。水平尺度可涉及某个大地区、半球甚至全球；垂直尺度有对流层、平流层、中间层或整个大气圈的大气环流；时间尺度有一至数日、月、季、半年、一年直至多年的平均大气环流。其主要表现形式包括全球行星风系、三圈环流、定常分布的平均槽脊和高空急流、西风带中的大型扰动、季风环流。大气环流构成全球大气运行的基本形势，是全球气候特征和大范围形势的主导因素与各种尺度天气系统活动的背景条件。

(一) 全球环流

1. 全球气压带　如果地球表面呈均匀性质，即全为海洋或陆地，那么地表气压完全决定于纬度。在热力和动力因子作用下，气压的水平分布呈现规则的气压带，且高、低气压带交互排列。这种气压分布规律主要是由地表气温的纬度分布不均匀造成的。赤道附近，终年受热，温度高，空气膨胀上升，到高空向外流散，导致气柱质量减少，低空形成低压区，称赤道低压带。两极地区气温低，空气冷却收缩下沉，积聚在低空，而高空伴有空气辐合，导致气柱质量增加，在低空形成

高压区，称极地高压带。从赤道上空流向两极地区的气流在地转偏向力作用下，流向逐渐趋于纬线方向，阻滞着来自赤道上空的气流向高纬流动，空气质量增加，形成高压带，称副热带高压带。副热带高压带和极地高压带之间是一个相对低压带，称副极地低压带。这样就形成了全球的7个低空纬线方向气压带。气压带每年随等温线移动几个纬度，对季节性气候变化有很重要的影响。

但实际上地球表面性质很不均匀，既有广阔的海洋，又有巨大的陆地，且海与陆交错分布。因此，实际的气压分布，不仅因纬度而不同，而且因海陆而不同。例如，北美和亚欧大陆及介于其间的北大西洋和北太平洋，有力地控制着北半球的气压状况，气压带排列就不如南半球典型。海陆对于气压分布的影响因季节而异。冬季寒冷大陆产生高气压中心，如亚洲的西伯利亚高压（气压超过1030hPa）和北美洲的加拿大高压。而副极地低压带这时只存在于海洋上，其中心是阿留申低压和冰岛低压。图3－29是这些气压中心在北极周围成群出现的示意图，高压和低压正好占有相反的象限。夏季陆地上产生低压中心，例如南亚低压和北美西南部低压，使副热带高压带发生断裂。同时海洋上却形成强大的高压中心。太平洋和大西洋上有两个强大的副热带高压单体（北太平洋副热带高压和亚速尔高压）向其冬季位置以北移动，且强度大为增强。这种由海陆热力差异形成于陆地上的冷高压和热低压，主要限于低空，且具有季节性，称为半永久性气压系统。而海洋上的高压和低压系统，虽然位置、范围、强度随季节变化，但它们作为纬度气压带终年存在，称为永久性气压系统。

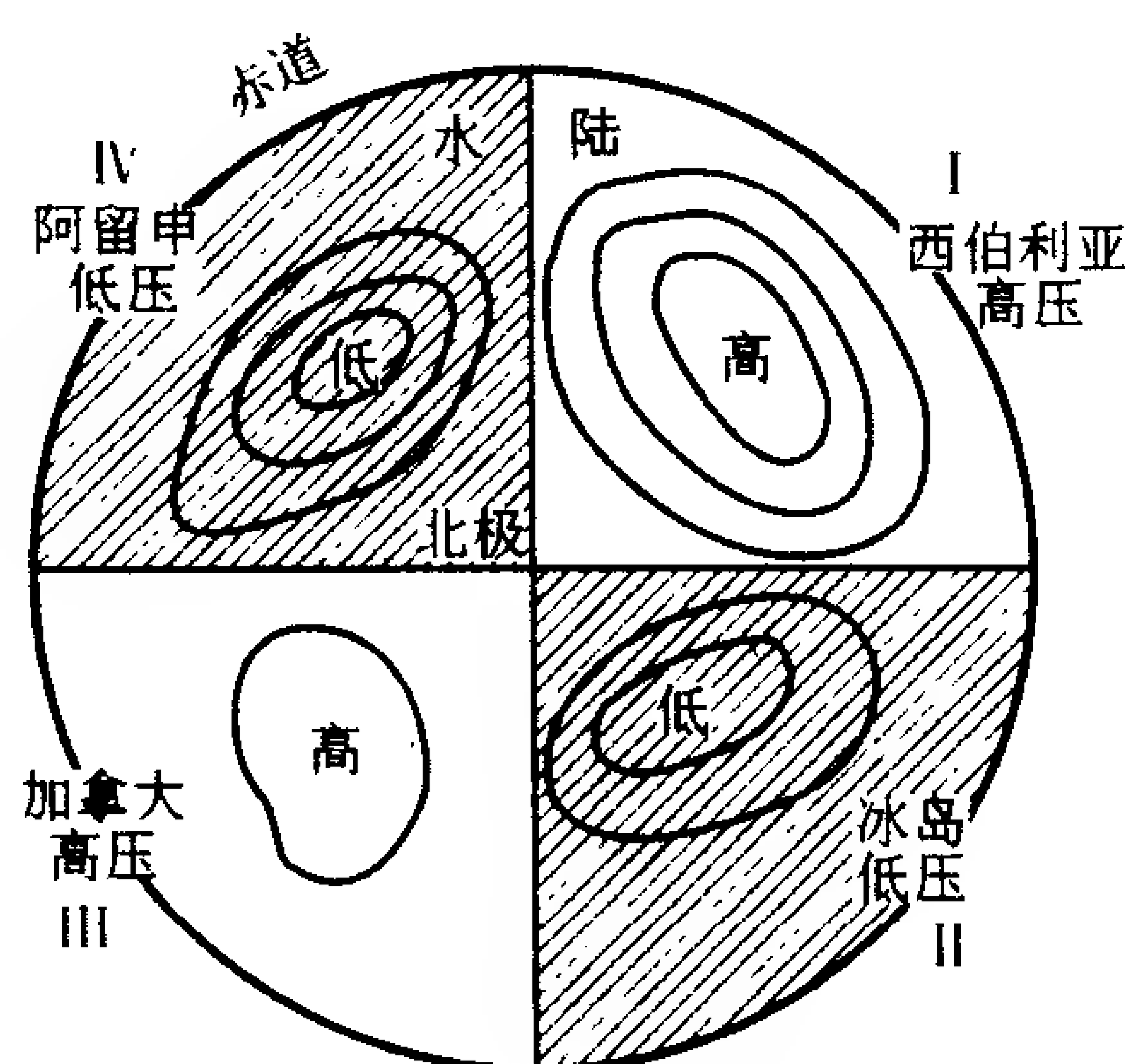


图3－29　北半球1月份的气压中心

2. 行星风系　不考虑海陆和地形的影响，地面盛行风的全球性型式称为行星风系。依据全球气压系统分布状况和风压关系，可以判断盛行风的情况。从图3－30可以看出，全球地面行星风系主要包括三个盛行风带：

(1) 信风带：由于南北纬30°～35°附近副热带高压和赤道低压之间存在气压梯度，从副热带高压辐散的一部分气流便流向赤道，因受地转偏向力的作用，在北半球形成东北风，南半球为东南风。其位置、范围和强度随副热带高压带作比较规律的季节性变化。这种可以预期在一定季节海上盛行的风系，称为信风。因其与海上贸易密切相关，也称贸易风。信风向纬度更低、气温更高的地带吹送，因此，其属性比较干燥，有些沙漠和半沙漠就分布在信风带内。

南北半球信风在赤道附近的一个狭窄地带内汇合，形成热带辐合带。辐合后使气流上升到对流层顶，以让位于低空流入的大量空气。但某些时期，信风在赤道低压槽不能辐合，形成一个风力极小而风向多变的赤道无风带。在南北纬30°～35°的副热带高压带，可以遇到巨大的停滞的高压单体（反气旋），风以外螺旋型式运动。高压单体中心，风力微弱，风向不定，无风时间最高可占1/4，称为副热带无风带。

信风、赤道无风带和热带辐合带都与气压带和等温线一起，呈季节性作南北移动。热带辐合带在20°～180°W的信风区，季节性南北移动只有几个纬度，称之为信风辐合带。而在20°W向东至180°E出现的热带辐合带，南北移动多达纬度20°～30°，季节变化显著，称为季风辐合带。赤道

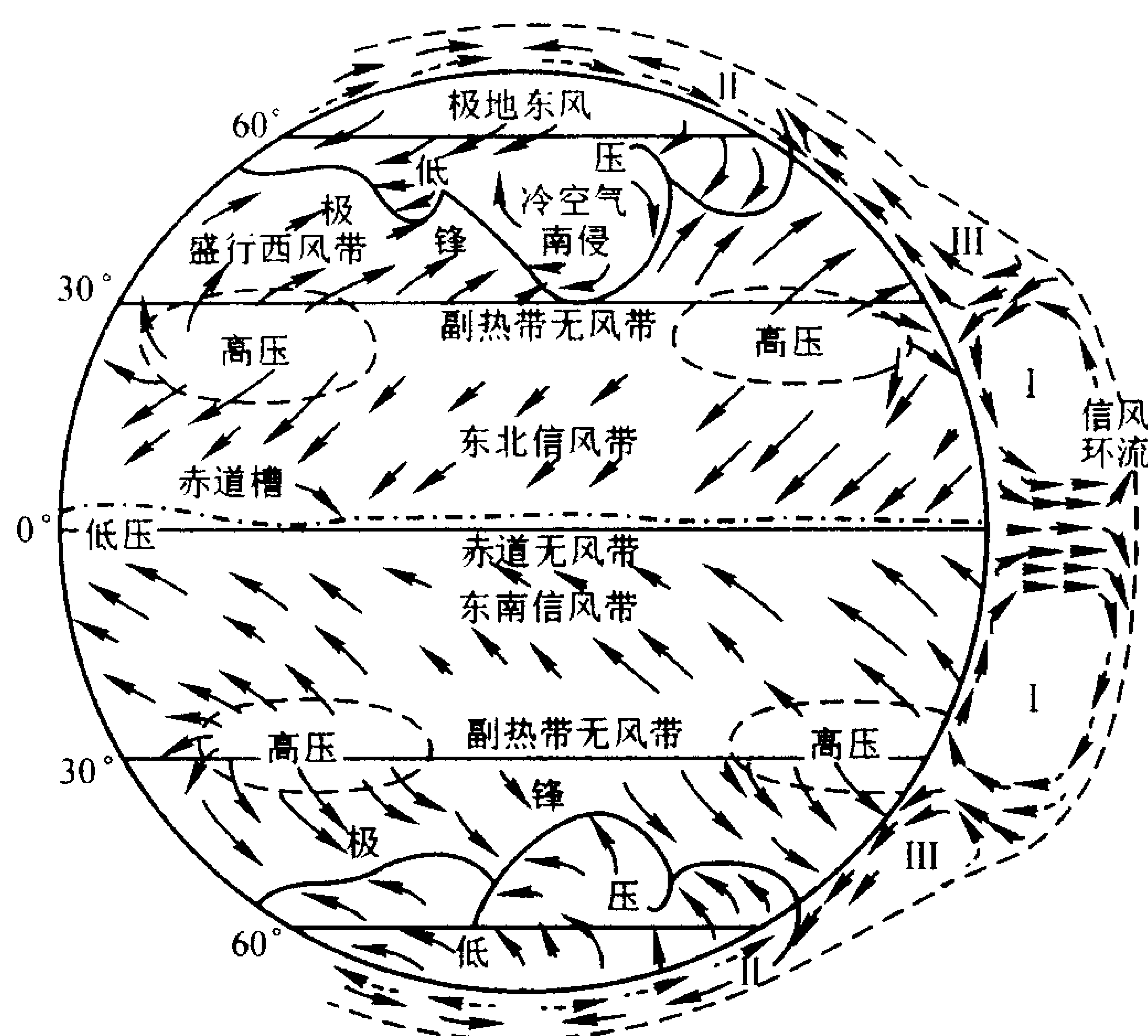


图 3-30　全球大气环流图式

无风带,主要出现在季风辐合带内。热带辐合带和信风的移动,往往导致风、云和降水等发生重要的季节变化。

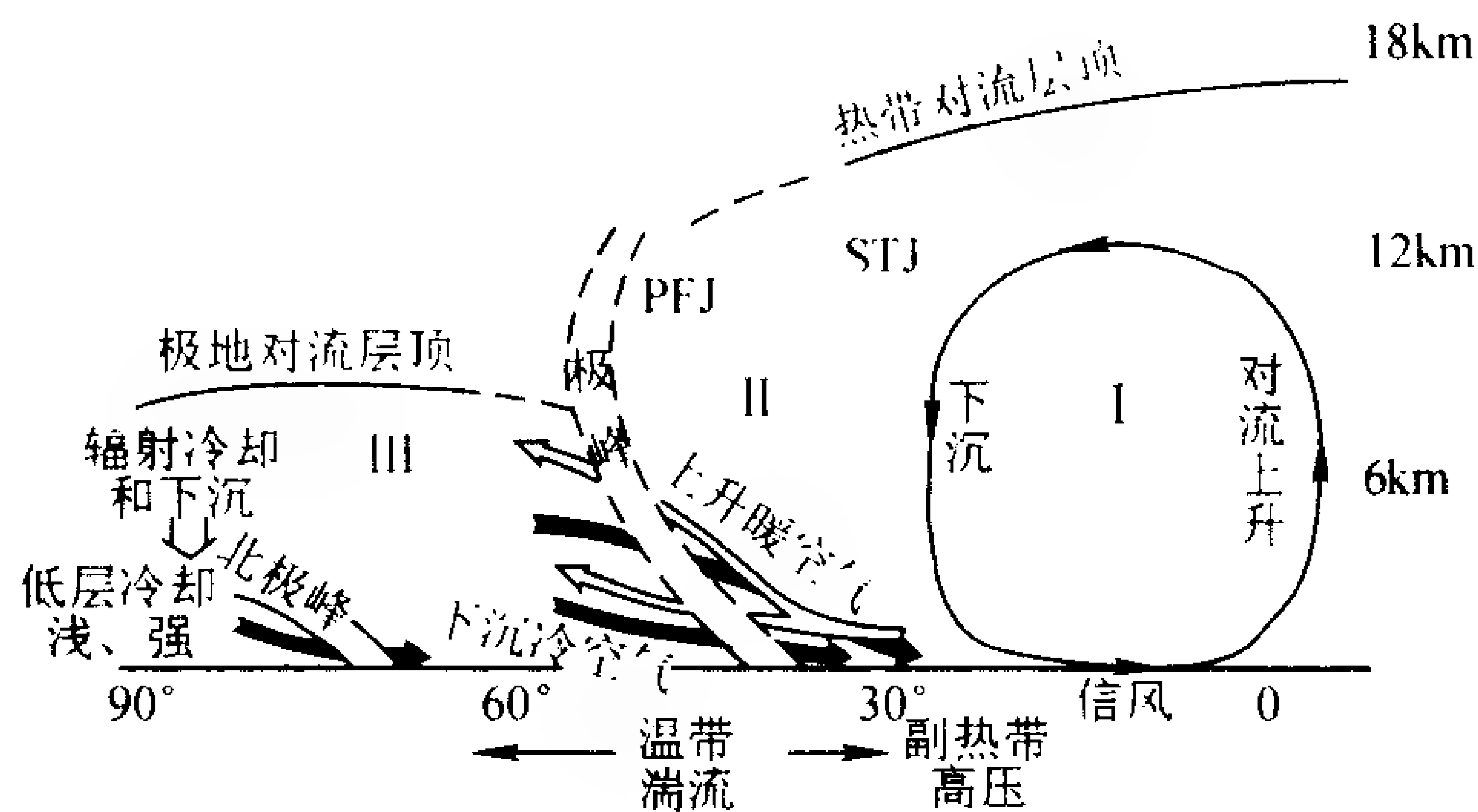
(2) 西风带:南北纬 35°~60°之间,因副热带高压与副极地低压之间存在气压梯度,从副热带高压辐散的气流,一部分流向高纬度,因受地转偏向力的作用,变成偏西方向即西风。图 3-30 表明,在北半球地面风是西南风,而南半球是西北风。实际上,从极地方向吹来的风既强烈又频繁。西风带内吹各种方向的风,但以西风占支配地位。西风带内,速度极快的气旋性风暴很是常见。

北半球,大陆块隔断了西风带。但南半球 40°~60°间,是一片近乎连绵不断的大洋,西风持续不断并得到加强,海员称之为"咆哮的四十度"、"狂暴的五十度"和"呼啸的六十度"。

(3) 极地东风带:自极地高压向外辐散的气流,因地转偏向力的作用变成偏东风,故称极地东风带(图 3-30)。这个概念用在北半球时,稍嫌简单,因为高纬区风向受局地天气扰动而变化不定。南极大陆,极地东风带的外向螺旋气流是一种盛行环流。纬度 60°附近,是极地东风与中纬度西风相互交接地带。两种气流性质差异很大,暖气流沿冷气流爬升,冷暖气流之间形成所谓极锋面,致使天气多变。

3. 经向三圈环流　假设地球不自转,且表面均匀,由于赤道和两极受热不均,赤道上空的空气流向极地,而低层气流自极地流向赤道,补偿赤道上空流出的空气。这样,在赤道与极地之间就会形成一个南北向的闭合环流。但地球不停自转,空气一旦开始运动,地转偏向力便随之发生作用。在地转偏向力作用下,南北半球分别形成三圈环流(图 3-31)。

(1) 信风环流圈:又称 Hadley 环流圈,是一个直接的热力环流,约占 30 个纬度。如前所述,



Ⅰ.Hadley 环流圈；　Ⅱ.Ferrel 环流圈；

Ⅲ.极地环流圈；STJ.副热带急流；PFJ.极锋急流

图 3－31　北半球冬季平均经圈环流(据 Lookwood,1985)

暖空气在热带辐合带上升,到高空向高纬输送,受地转偏向力的作用,气流向东偏转,出现高空西风。空气在副热带纬度下沉分为两支,一支流向赤道,在低纬地区形成闭合环流,即信风环流圈。

(2) 中纬度环流圈:又称 Ferrel 环流圈。中纬度即约 35°～65°地带,从高空到地面都盛行偏西风,但地面附近具有指向低纬的风速分量,上层具有指向高纬的风速分量,分别与副热带高压带下沉气流和副极地低压带上升气流相结合,因而构成一个环流圈。按此环流图,中纬度上空应是偏东风,但是 20 世纪 30～40 年代,通过高空气球观测,证实对流层高层存在很强的西风,其形成原因尚待研究。

(3) 极地环流圈:由副热带高压带流向极地的气流,在地转偏向力作用下,在中纬度地区形成偏西风。当它达到极地低压带时,与由极地高压区吹来的偏东气流在纬度 60°附近相遇形成极锋。暖空气沿极锋向极地方向上滑,在地转偏向力作用下变为偏西气流,最后在极地冷却下沉,补偿极地地面流失的空气质量。于是,在纬度 60°附近和极地之间构成一个闭合环流圈,称为极地环流圈。

4. 高空西风带的波动和急流　高空风不受地面或水面摩擦力影响,地转偏向力使气流与等压线平行。对流层上层,高空西风带环绕极地并形成巨大涡旋。气压向极地地区迅速下降,形成极地低压。高空西风带还有波动和次一级涡旋。西风带中的波动形成大气长波,其波长一般达 3 000～8 000 km。瑞典气象学家罗斯贝(C.S.Rossby)最早研究这种波动,因而命名为罗斯贝波。这种波动形成于极地冷气团和热带气团的狭长交汇区内,向赤道一侧形成弯曲低压槽,向极地一侧形成高压脊,其中有些停留时间较长,冬季表现尤为明显。当波动加深,最后被分割,交错出现孤立的低压中心(切断低压)与高压中心(阻塞高压)(图 3－32)。这种切断过程的重要性在于,把冷空气带到低纬,把暖空气带到高纬,完成高、低纬之间的热量和动量输送。

罗斯贝波发展很缓慢,冷暖空气的切断过程通常要很多天才能完成。如果这种波动没有完整的切断过程,就会减弱以至消失;这种波也能长期保持稳定状态,或作东西方向的漂移。与罗斯贝波相联系的,还有一个称为急流的最大风速区。在北半球,其最大值冬季位于 27°N 附近的 200hPa 高度上,风速达 40m/s。夏季最大值减弱到 15～20m/s,位置也北移到 42°N 附近的 300～200hPa 之间。正常情况下,急流的长度达上万千米,宽数百千米,厚约数千米。若急流与强烈发

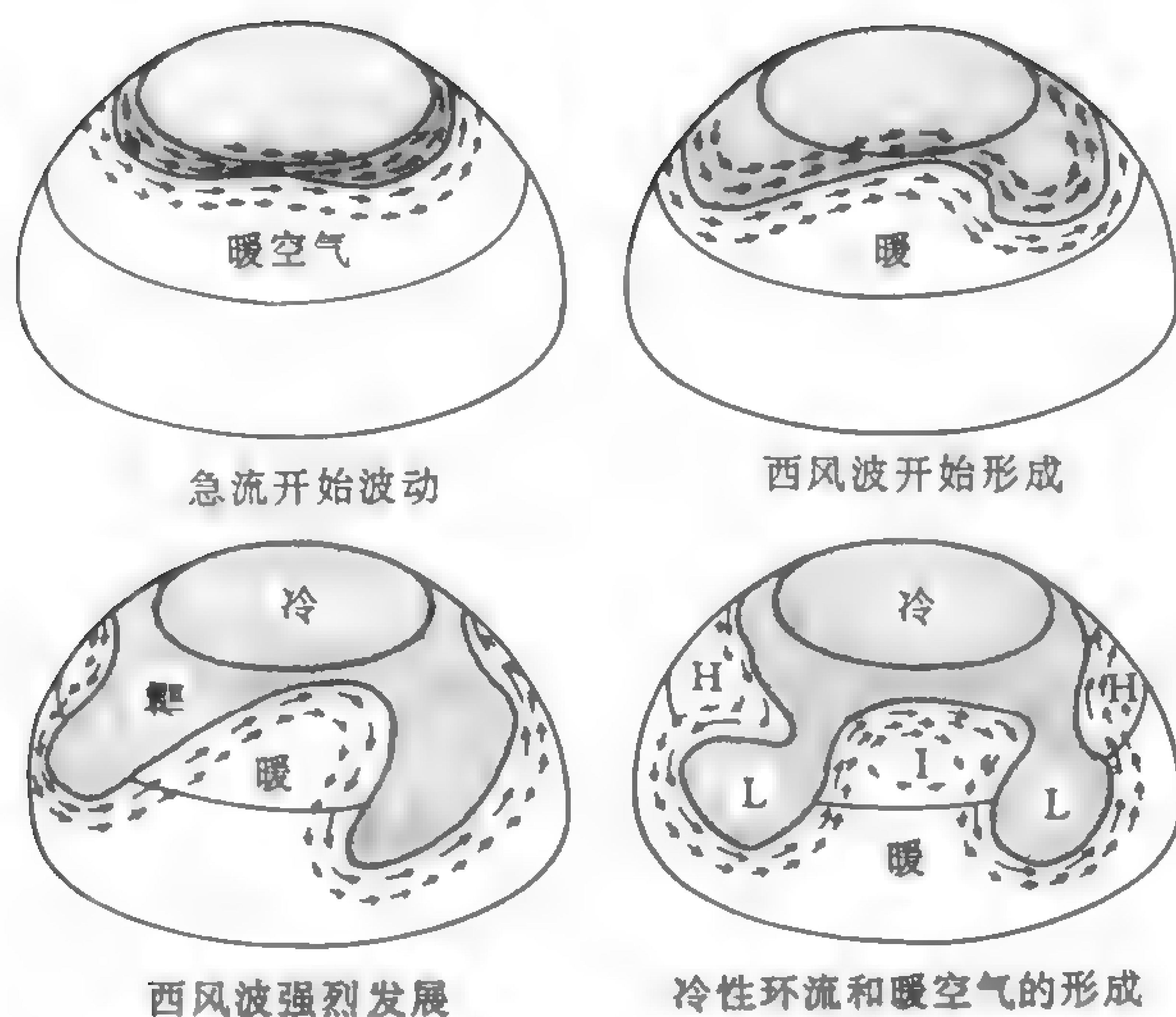


图 3-32 西风带高空波的发展(据本书第二版)

展的大型扰动相伴出现,急流轴可能变为南北走向,有时还会发生分支和汇合现象。

急流是全球大气环流的重要环节,并往往同锋区相联系,因此与天气系统的发生、发展有着密切关系。同时还直接对航空活动、人工烟云和自然云的运行产生影响。

(二) 季风环流

大陆和海洋间的广大地区,以一年为周期、随着季节变化而方向相反的风系,称为季风。季风是海陆间季风环流的简称,它是由大尺度的海洋和大陆间的热力差异形成的大范围热力环流。夏季由海洋吹向大陆的风为夏季风;冬季由大陆吹向海洋的风为冬季风。一般说来,夏季风由暖湿热带海洋气团或赤道海洋气团构成;冬季风则由干冷的极地大陆气团构成。赫罗莫夫(Хромов,1950)以季风角为主绘制了季风分布图(图 3-33 中的粗实线范围)。他认为地面冬夏盛行风向间的夹角,即季风角在 120°~180°之间,其相应气压系统就是季风系统。取 1 月和 7 月盛行风向频率的平均值作为季风指数,则赫罗莫夫关于季风的定义为:当季风角大于 120°时,季风指数大于 40%则为季风区,大于 60%为季风显著区。据此标准,亚洲东部,北起俄罗斯远东滨海州,南至东南亚和南亚均属季风区。拉梅奇(Ramage,1971)绘制的季风分布图(图 3-33 中的方框表示季风区),其判据为:① 1 月和 7 月盛行风向的夹角至少为 120°;② 1 月和 7 月盛行风向的平均频率大于 40%;③ 1 月和 7 月至少有一个月的平均合成风速大于 3m/s;④ 1 月和 7 月发生气旋、反气旋的更替每两年少于一次。应用这些判据,从图 3-33 可以看出,主要季风区位于 35°N~25°S,30°W~170°E 之间,而南亚次大陆和中国东南部季风特别发达。

季风环流三度空间结构的理想模式如图 3-34 所示。这是一幅夏季风示意图,强调海陆间温度差异在季风环流中的作用。实际上,海陆热力差异并非形成季风的唯一原因。其他因素如海陆分布的相对位置、形状和大小,行星风带的季节位移、南北半球相互作用和大地形,尤其是青藏高原的作用对亚洲季风的形成均起着关键性作用。

南亚和东南亚是世界最著名的季风区,其环流特征主要表现为冬季盛行东北季风,夏季盛行

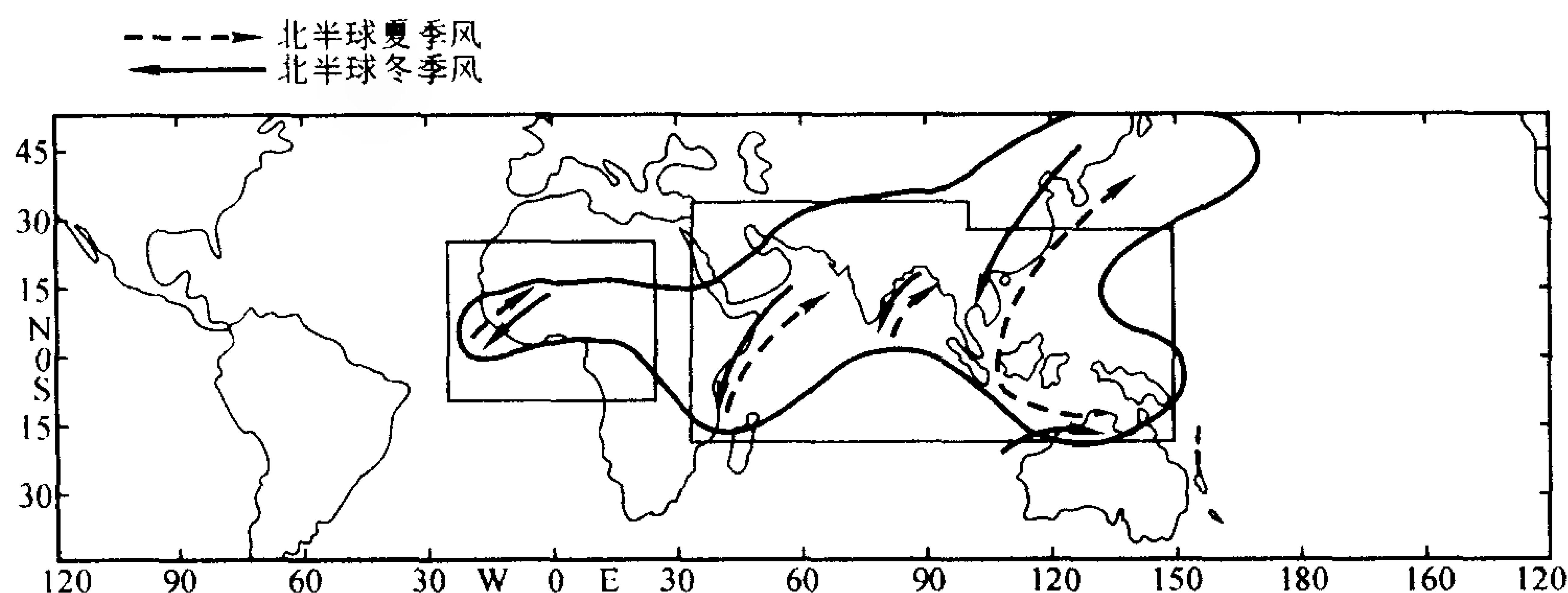


图 3－33　季风区地理分布图

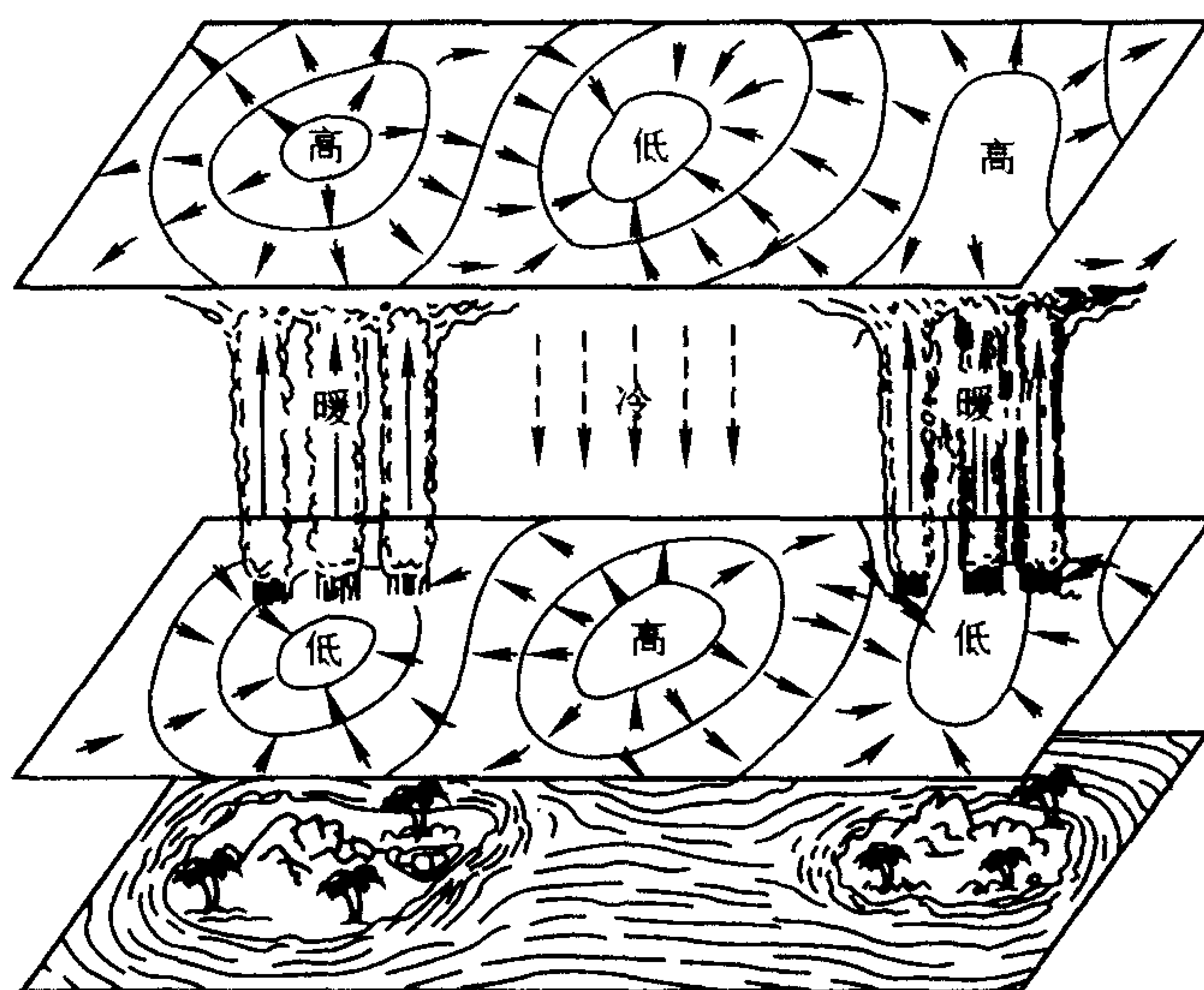


图 3－34　季风环流的理想模式(据 J.M.Wallace,1977)

西南季风,且两者的转换带有爆发性突变过程。冬季,南亚和东南亚的东北季风,是陆地吹向海洋的分量,是亚洲大陆冷高压南部的气流。夏季,印度处于大陆热低压南侧及赤道西风北移经过地,西南气流与赤道西风叠加,形成世界上最著名、最典型的热带季风——西南季风。在印度,冬季风时期(11～3 月)降水稀少,夏季西南季风期(6～10 月)是主要的降水季节,降水量占全年总量的 80%以上。而夏季风前(4～5 月)气温却为一年中最高,以致一年中只有干季、雨季和热季等三个季节。

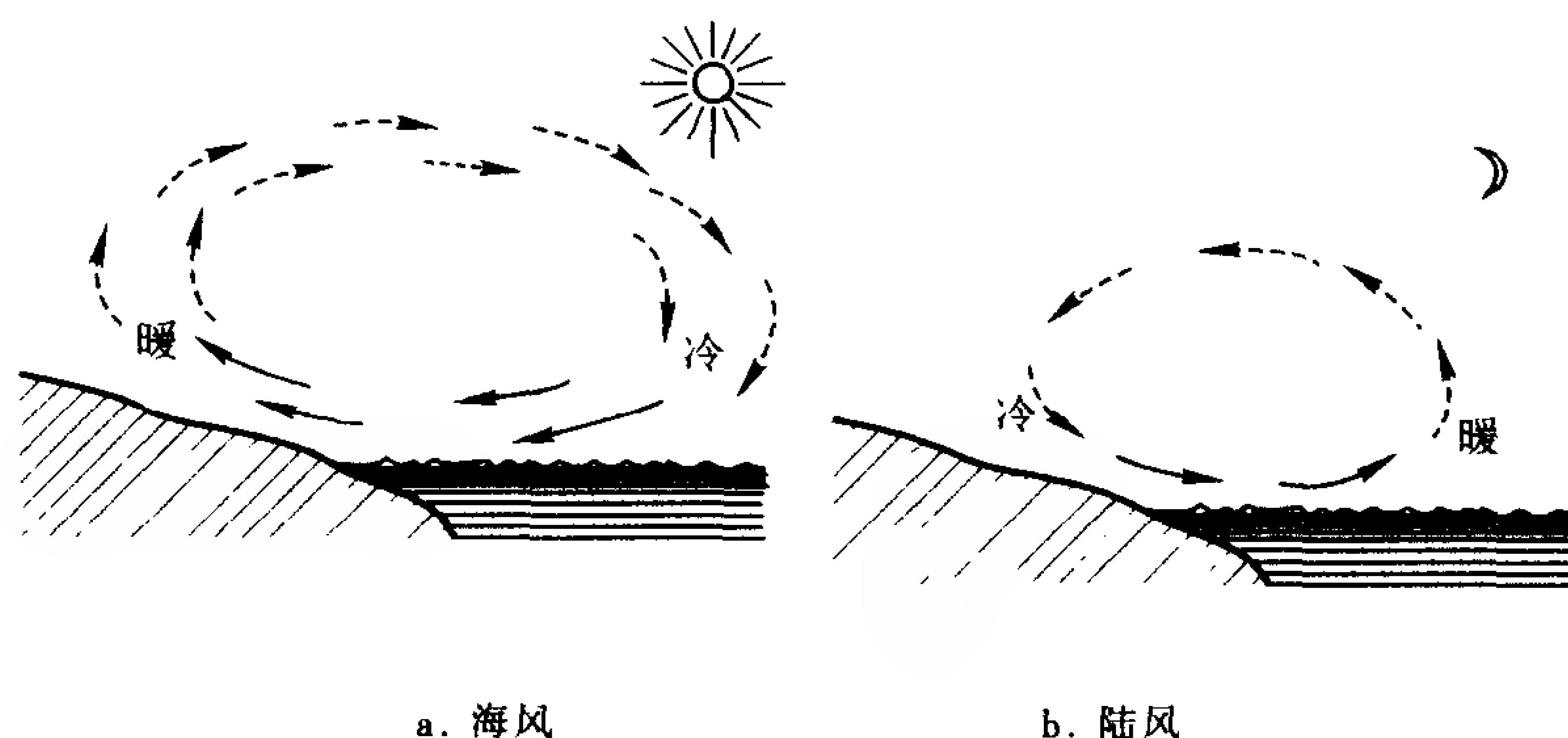
东亚近地面层季风仅次于南亚和东南亚的夏季风,其范围大致包括我国东部、朝鲜半岛、日本等地区。冬季亚洲大陆为冷高压盘踞,高压前缘的偏北风成为亚洲东部的冬季风。各地所处冷高压的部位不同,盛行风方向亦不尽相同。华北、日本等大致为西北风,华中和华南为东北风。而夏季亚洲大陆为热低压控制,同时太平洋高压西伸北进,以致形成由海洋吹向大陆的偏南风

系，即亚洲东部的夏季风。东亚季风与南亚季风成因不同，天气气候特点也有差别。例如，冬季风盛行时，东亚地区的气候特征为低温、干燥和少雨；夏季风盛行时则为高温、湿润和多雨。

（三）局地环流

行星风系与季风都是大范围气压场控制下的大气环流。由局部环境如地形起伏、地表受热不均等引起的小范围气流，称为局地环流。包括海陆风、山谷风、焚风等地方性风。

1. 海陆风　在滨海地区，白天风从海上吹向陆地；晚间风从陆地吹向海洋，这就是海陆风环流。海陆风也由海陆热力差异引起，但影响范围局限于沿海，风向转换以一天为周期。白天陆地增温比海面快，陆面气温高于海面，因而下层风由海面吹向陆地，上层则有反向气流。夜间陆地降温快，而海面降温缓慢，海面气温高于陆面，海岸和附近海面间形成与白天相反的热力环流，气流由陆地吹向海面（图 3 - 35）。



a. 海风　　b. 陆风

图 3 - 35　海陆风环流

海风和陆风转换的时间因地区和天气条件而不同。一般说来，海风开始于 9 ~ 11 时，13 ~ 15 时最强，之后逐渐转弱，17 ~ 20 时转为陆风。阴天，海风出现时间推迟。大范围气压场气压梯度较大时，相应于气压场的风可以掩盖海陆风。海陆风的水平尺度通常为数十千米到上百千米，垂直尺度可达 1 ~ 2km，显然是一种中尺度局地环流。

2. 山谷风　当大范围水平气压场较弱时，山区白天地面风从谷地吹向山坡；晚间地面风从山坡吹向谷地，这就是山谷风环流。其形成原理与海陆风相似。白天，山坡空气比同高度的自由大气增热强烈，暖空气沿坡上升，成为谷风（图 3 - 36a）。夜间山坡辐射冷却，降温迅速，而谷地中同高度空气冷却较慢，因而形成与白天相反的热力环流，下层风由山坡吹向山谷，成为山风（图 3 - 36b）。平原与高原交接带，由于高原边缘地面气温与平原上空同高度的气温差异，也会出现类似山谷风现象。

3. 焚风　气流受山地阻挡被迫抬升，迎风坡空气上升冷却，起初按干绝热直减率降温（1℃/100m），当空气温度达到饱和状态时，水汽凝结，气温按湿绝热直减率降低（0.5 ~ 0.6℃/100 m），大部分水分在迎风坡降落。气流越山后顺坡下沉，基本上按干绝热直减率增温，以致背风坡气温比迎风坡同高度气温高，从而形成相对干热的风，这就是焚风（参见图 3 - 18）。

无论冬夏与昼夜，山区都可出现焚风。焚风效应对植被类型与生态特征、成土过程和土壤类型都有一定影响。焚风效应在我国西南山地区表现特别显著。

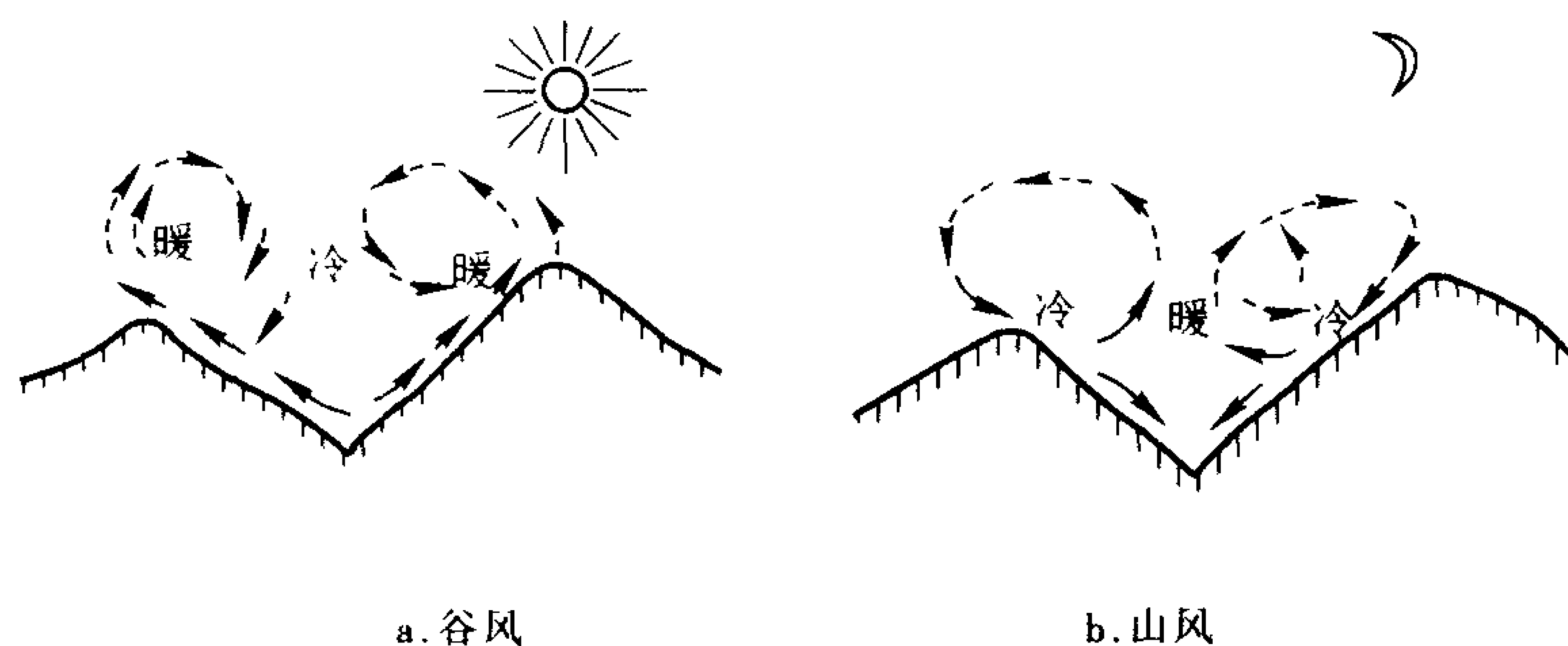


图 3-36　山谷风环流

三、主要天气系统

大气中引起天气变化的各种尺度的运动系统，称天气系统。一般多指温压场和风场中的大气长波、气旋、反气旋、锋面、台风、龙卷风等。根据水平尺度和生命史，可对天气系统进行分类（表 3-15）。下面主要介绍气团和锋面的天气学基本概念，以及气旋、反气旋的生成、发展、结构和天气。

表 3-15　各种尺度的天气系统

尺度种类		行星尺度	大尺度	中尺度	小尺度
水平尺度/km		$\geqslant 10^3$	$10^2 \sim 10^3$	$10^1 \sim 10^2$	100
天气系统	温带	超长波、长波	气旋、反气旋、锋	背风波	雷暴单体
	副热带	副热带高压	季风低压、切变线	风包线、暴雨	龙卷风
	热带	热带辐合带、季风	热带气旋、云团	热带风暴、对流群	对流单体
生命史		一周以上	3～5 天	$\leqslant$1 天	1 小时以内

（一）气团和锋

1. 气团及其分类　所谓气团，是指在广大区域内水平方向上温度、湿度、铅直稳定度等物理属性较均匀的大块空气团。其水平范围由数百千米到数千千米，垂直范围由数千米到十余千米甚至伸展到对流层顶。一个气团内部由于其物理属性相近，其天气现象也大体一致，因此气团具有明显的天气意义。经常形成或受到某种气团入侵的地区，必然出现不同于其他地区的气候特征或气候类型。

大气热量和水汽主要来自地球表面，因此地表温度和湿度状况对气团的形成具有决定性作用，在大陆与洋面上长期停留的空气必然获得不同的大气属性。比较稳定的环流条件才能使大范围的空气长时间停留，并通过辐射、湍流、对流、平流、蒸发、凝结等方式获得与下垫面相适应的比较均匀的属性。环流条件改变，气团将在大气环流牵引下离开源地。一旦移动到新环境，就会改变原有属性，获得新属性，这种过程，称为气团变性。

气团按其热力性质可分为冷气团和暖气团。冷、暖气团是根据气团温度与所经下垫面的温度对比来定义的。气团向比它暖的下垫面移动时，称为冷气团；向比它冷的下垫面移动时，称为暖气团。一般而言，由低纬流向较高纬度的是暖气团；反之为冷气团。前者使到达地区增暖，后者使到达地区变冷。冬季从海洋移向大陆的气团是暖气团，反之是冷气团；夏季情况相反。按气

团源地的地理位置和下垫面性质分类则可分为如表 3－16 所列类型。

表 3－16　气团的地理分类

名　称	符号	主要特征天气	主要分布地区
冰洋(北极、南极)大陆气团	Ac	气温低、水汽少,气层非常稳定,冬季入侵大陆时会带来暴风雪天气	南极大陆,65°N 以北冰雪覆盖的极地地区
冰洋(北极、南极)海洋气团	Am	性质与 Ac 相近,夏季从海洋获得热量和水汽	北极圈内海洋上,南极大陆周围海洋
极地(中纬度,或温带)大陆气团	Pc	低温、干燥、天气晴朗,气团低层有逆温层,气层稳定,冬季多霜、雾	北半球中纬度大陆上的西伯利亚、蒙古、加拿大、阿拉斯加一带
极地(中纬度,或温带)海洋气团	Pm	夏季同 Pc 相近,冬季比 Pc 气温高,湿度大,可能出现云和降水	主要在南半球中纬度海洋上,以及北太平洋、北大西洋中纬度洋面上
热带大陆气团	Tc	高温、干燥,晴朗少云,低层不稳定	北非、西南亚、澳大利亚和南美一部分的副热带沙漠区
热带海洋气团	Tm	低层温暖、潮湿且不稳定,中层常有逆温层	副热带高压控制的海洋上
赤道气团	E	湿热不稳定,天气闷热、多雷暴	在南北纬 10°之间的范围内

影响我国的气团多属变性气团。冬季主要为极地大陆气团,热带海洋气团仅影响华南、华东、云南等地。夏季,极地大陆气团退居长城以北,热带海洋气团影响我国大部。这两种不同性质气团交绥,是形成夏季降水的主要原因。热带大陆气团影响西南地区,形成酷暑天气。

2. 锋及其分类　温度或密度差异很大的两个气团相遇形成的狭窄过渡区域,称为锋。锋是占据三维空间的天气系统,其水平宽度约数十到数百千米,垂直范围可达数千米到十余千米,远比气团小,因此可以将其看作两个气团的界面,故又称锋面。锋与地面的交线叫锋线。锋面两侧的空气温度、湿度、气压、风、云等气象要素有明显的差异,锋面坡度愈大天气变化愈剧烈。锋面坡度倾向冷气团一侧,倾角随高度的增加逐渐变小(图 3－37)。锋面两侧气温水平梯度可达 5～10℃/100 km,比气团内要大 5～10 倍。天气图上,锋附近等温线特别密集,这是确定锋线的重要标志。在地面,因低压辐合气流对维持锋的强度很有利,锋通常出现在低压槽中;锋两侧风向通常为气旋式变化,即锋前吹西南风,锋后吹西北风。由于锋附近的辐合气流及冷暖空气的相对运动,使锋面上的暖空气不断上升,锋面上多云雨天气。

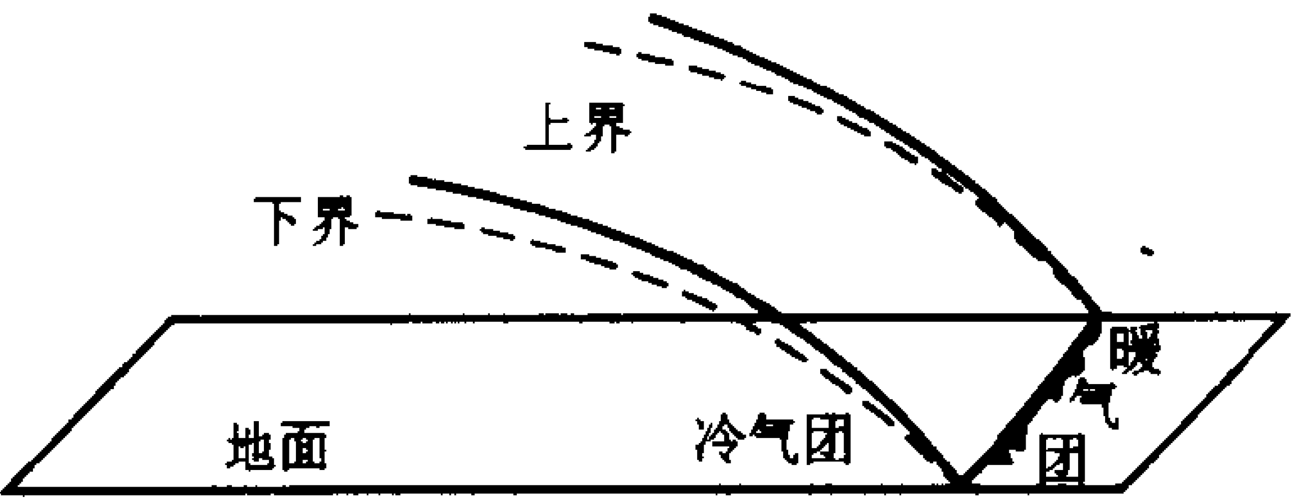


图 3－37　锋面的空间结构

根据锋移动过程中冷暖气团的替代情况,锋可分为冷锋、暖锋、准静止锋、锢囚锋四种类型。冷锋是指冷气团主动向暖气团方向移动的锋;暖锋则是指暖气团主动向冷气团方向移动的锋;准静止锋是指很少移动或移动速度非常缓慢的锋;锢囚锋是指锋面相遇、合并后的锋。这种分类既能反映冷暖气团交绥的动向,又可反映各种锋面天气差异,故被广泛应用。根据形成锋的气团源地类型,又可将锋分为冰洋锋、极锋、赤道锋三种类型(图 3－38)。冰洋锋是冰洋气团与极地气团之间的分界面;极锋是极地气团和热带气团之间的分界面;赤道锋是热带气团与赤道气团之间的分界面。我国东部地区以极锋活动平均到达位置,作为划分季风影响范围的界限。冬季风南

界，按极锋向南扩展的位置，可达15°N的南海中部；夏季风北界，按极锋北撤的位置，可达内蒙古与黑龙江最北部

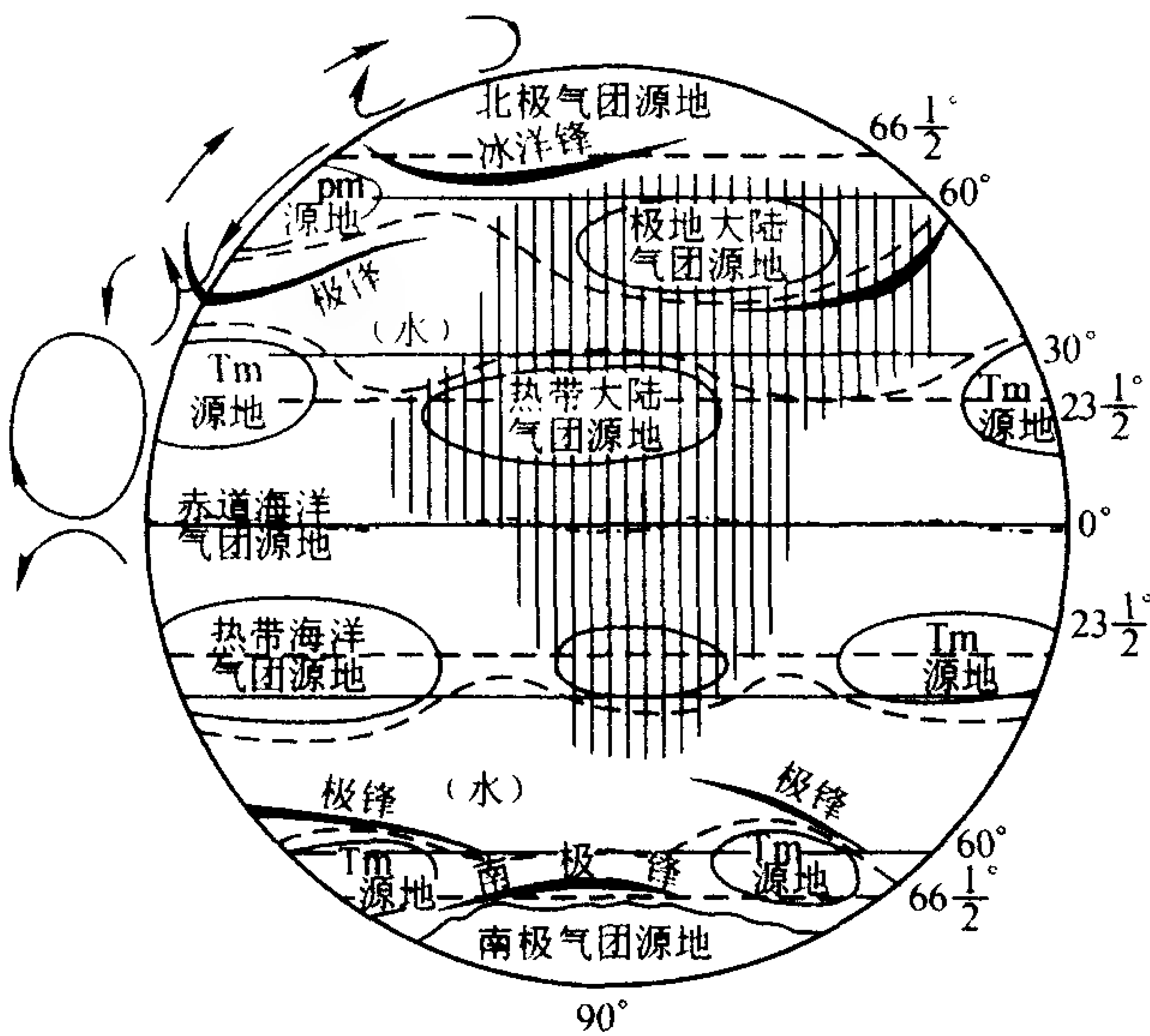
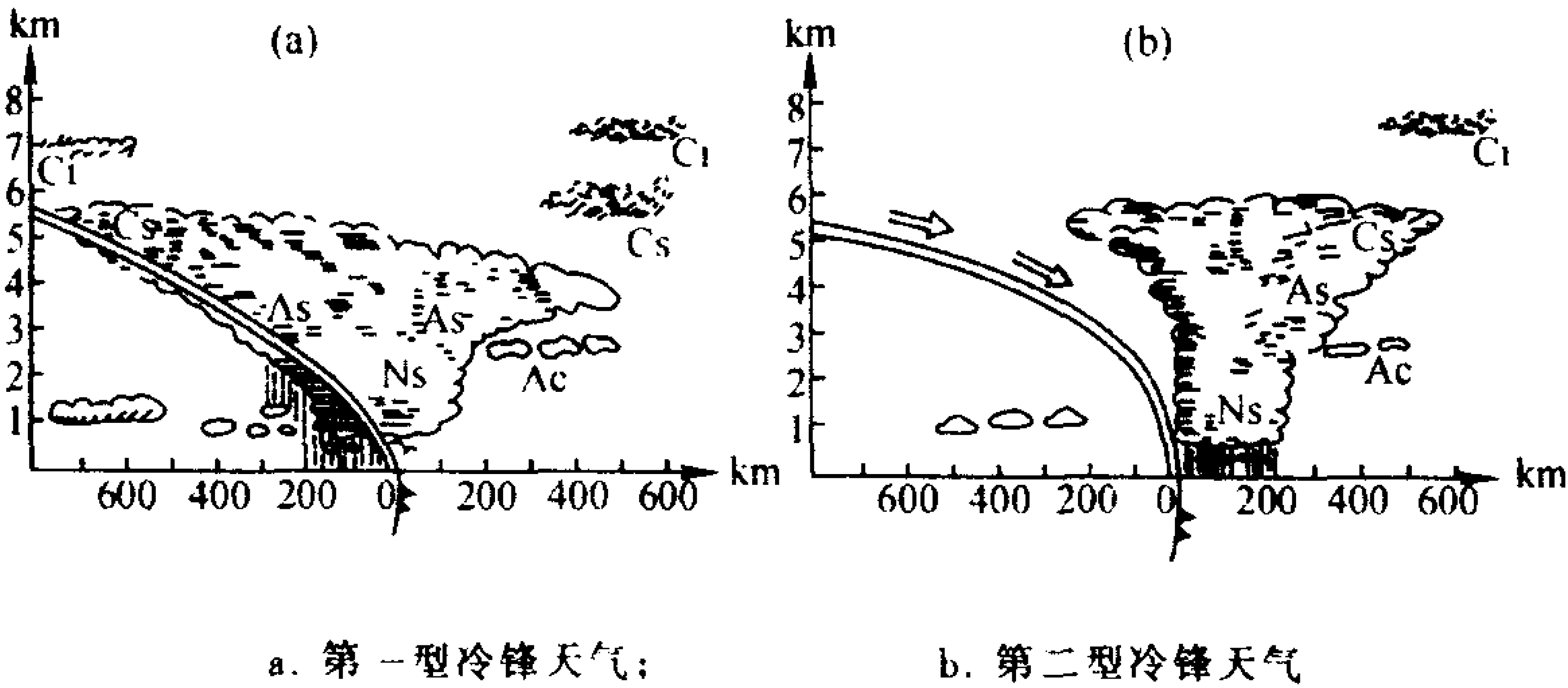


图 3－38　气团和锋的地理分类

3. 锋面天气　主要指锋附近的云、降水、风、能见度等气象要素的分布状况。锋面性质不同，锋面天气也不同。

(1) 冷锋天气：按推进速度的不同，冷锋可分为两种。第一型冷锋或称缓行冷锋，坡度约为1/100，云雨天气主要发生在地面锋后，紧接锋后为低云雨区，雨带宽约300 km。离锋愈远，冷空气愈厚，云层也由雨层云逐渐抬高为高层云、高积云和卷云，最后不再受锋面影响，转为晴朗少云天气。这类冷锋的天气分布模式如图3－39a所示。第二型冷锋亦称急行冷锋，锋面坡度约为1/50～1/70。锋前暖空气被激烈抬升，实际天气往往与暖空气性质有关。夏季，暖空气较潮湿，易发生对流性不稳定，在冷空气冲击下，地面锋附近常发生旺盛的积雨云和雷雨天气，但范围较窄。冬季，暖空气较干燥，地面锋前只出现层状云，锋面移近时才有较厚云层，锋面过后天气很快转好。这类冷锋天气的分布模式如图3－39b所示。冷锋在我国活动范围甚广，是我国最重要的天气系统之一。



a. 第一型冷锋天气；　　b. 第二型冷锋天气

图 3－39　冷锋天气

(2) 暖锋天气:暖锋坡度较小,约 1/150。暖空气沿锋面爬升,云层从地面锋位置往前伸展很远,出现的顺序为:卷云、卷层云、高层云、雨层云(图3-40)。降水带出现在锋前冷区里,宽度约 300~400 km,为连续性降水,历时较长,但强度较小。我国春秋季在东北、江淮流域和渤海地区可出现暖锋。

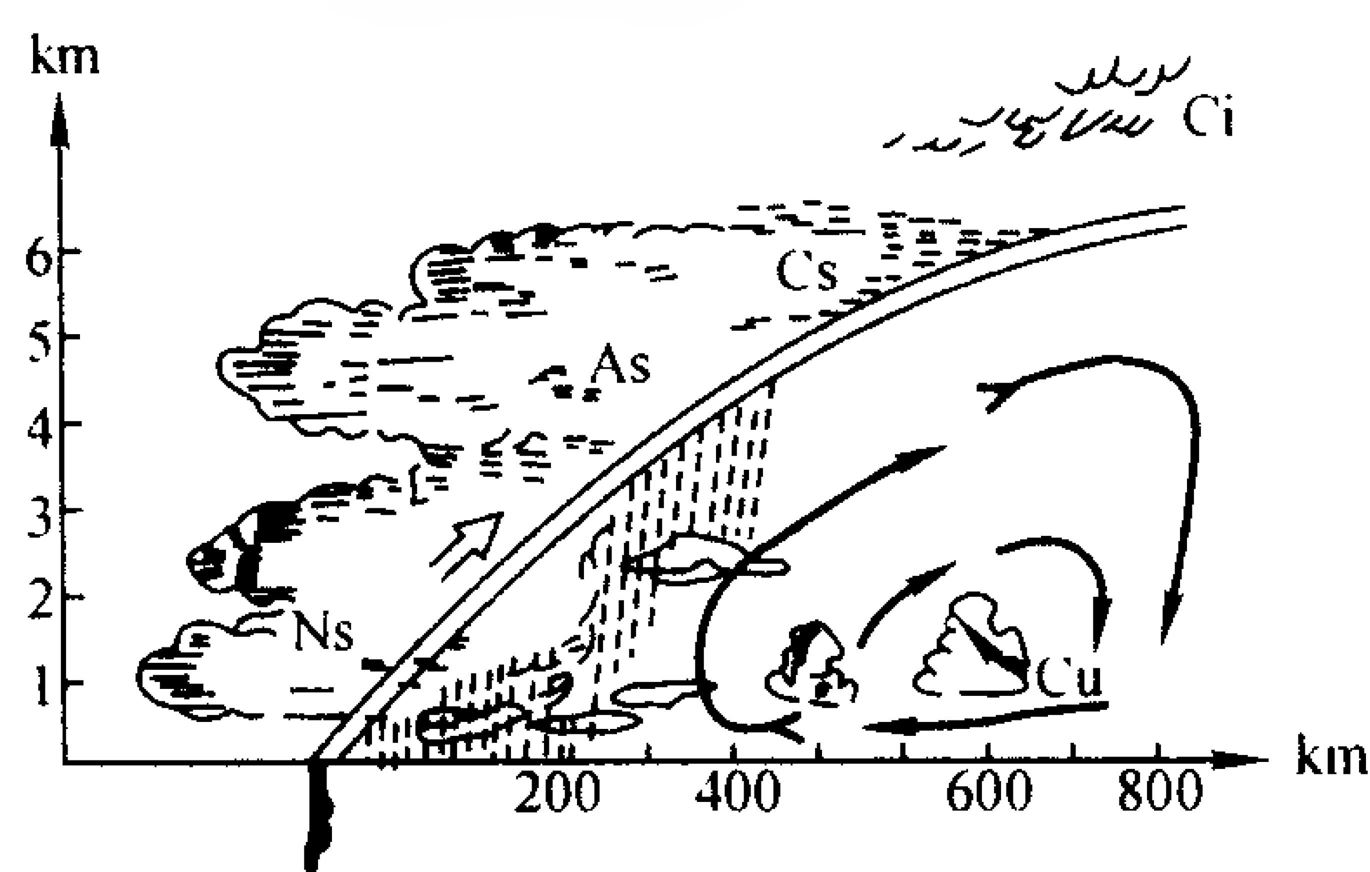
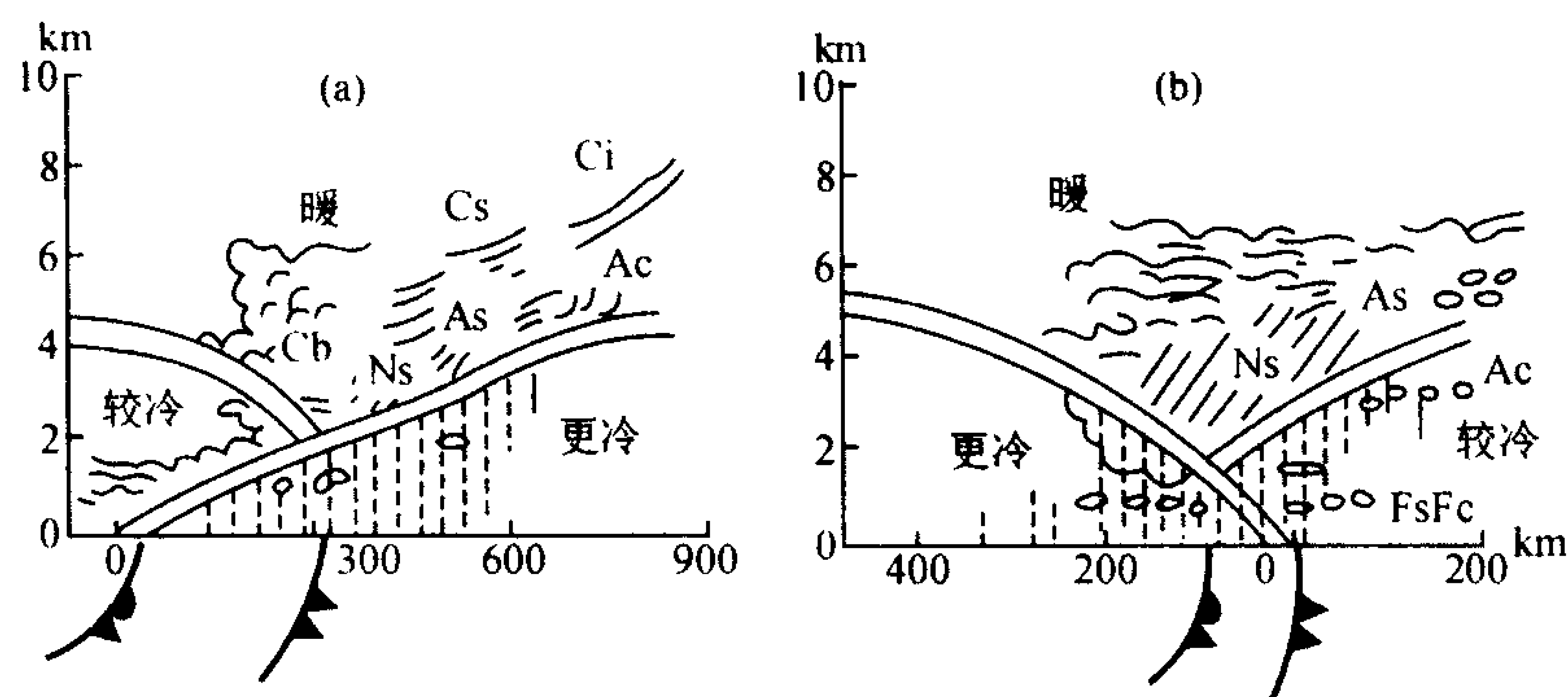


图 3-40 暖锋天气

(3) 准静止锋天气:天气特征与第一型冷锋相似,但雨云区一般大于 400 km。受其影响,常造成大片地区的连阴雨天气。我国江南清明节前后细雨绵绵和江淮流域初夏时的梅雨天气都与准静止锋有关。冷锋移行受阻而停滞,也可转变成静止锋,如昆明、南岭准静止锋。

(4) 锢囚锋天气:锢囚峰是两个移动锋面相遇形成的,其云系具有两种锋面的特征,锋面两侧都有降水区(图 3-41)。由于大范围暖空气被迫上升,锋面两侧降水强度往往很大。冬春季我国东北地区多出现暖式锢囚锋,华北地区多出现冷式锢囚锋。



a. 暖式锢囚天气; b. 冷式锢囚天气

图 3-41 锢囚锋天气

(二) 气旋和反气旋

1. 气旋 气旋是由锋面上或不同密度空气分界面上发生波动形成的,占有三度空间、中心气压比四周低的水平空气涡旋。其中心气压一般在 1 010~970 hPa,最低值可低至 887 hPa。北半球气旋空气按反时针方向自外围向中心运动,强大的气旋,地面风速可达 30 m/s 以上。气旋直径在 200~300 km 到 2 000~3 000 km 之间。根据气旋产生的地理位置,可将气旋分为温带气旋和热带气旋两种类型。温带气旋即锋面气旋,一般活动于中纬度地区。图 3-42 是一幅地面天气图,从中可清楚地看出两个锋面气旋活动。一在我国华北和东北地区,中心气压值低于 995 hPa,表示发展成熟,规模大而势力强;另一条在江淮下游地区,处于开始形成阶段。

锋面气旋天气比较复杂,既有气团天气,也有锋面天气。强烈的上升气流有利于云和降水的形成,气旋前部天气更坏。气团湿度大更易发生降水;气团干燥则仅形成一些薄云。气团层结稳定,暖气团得到系统抬升,产生层状云系和连续降水;气团层结不稳定则利于对流发展,产生积状

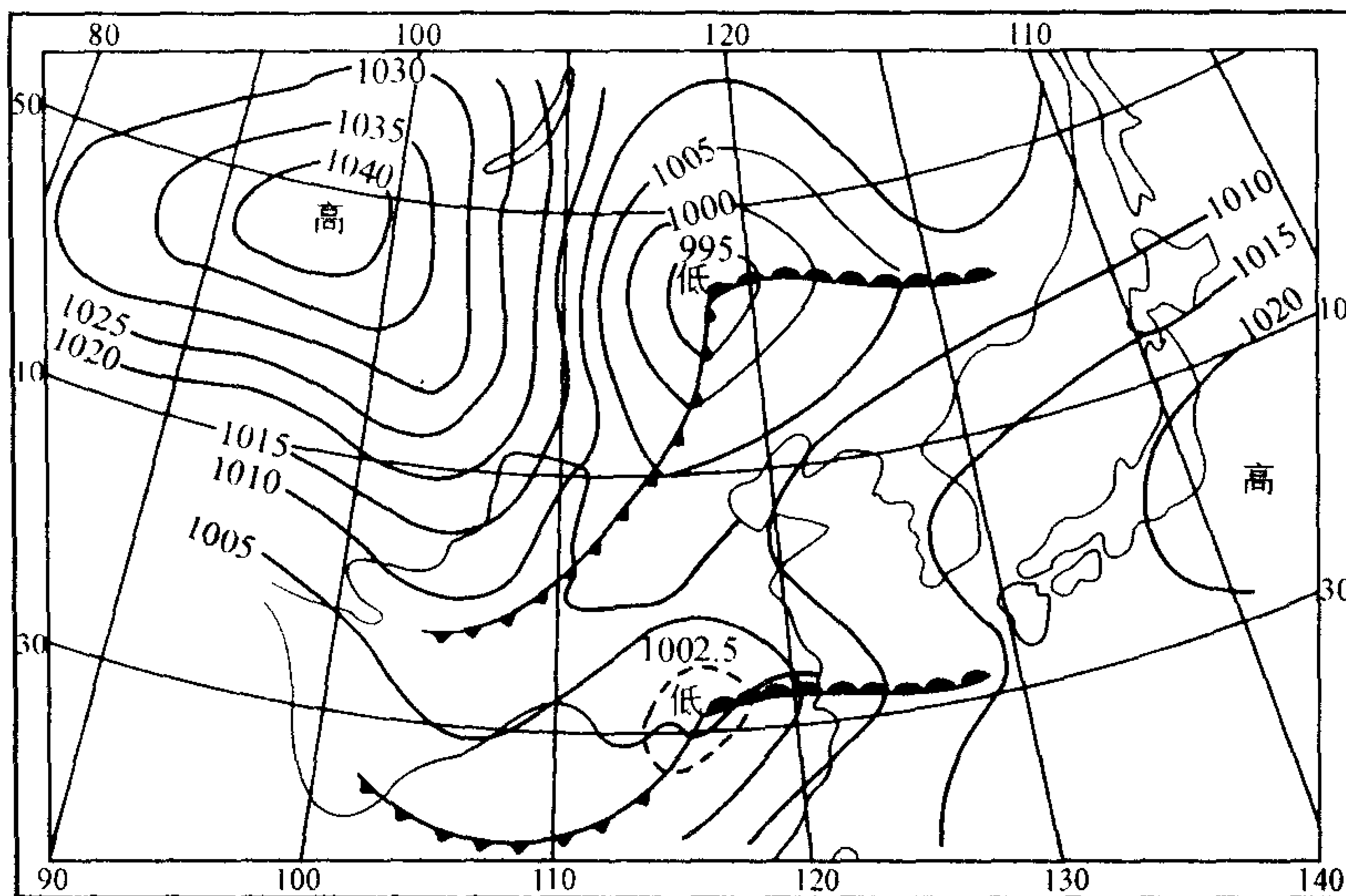
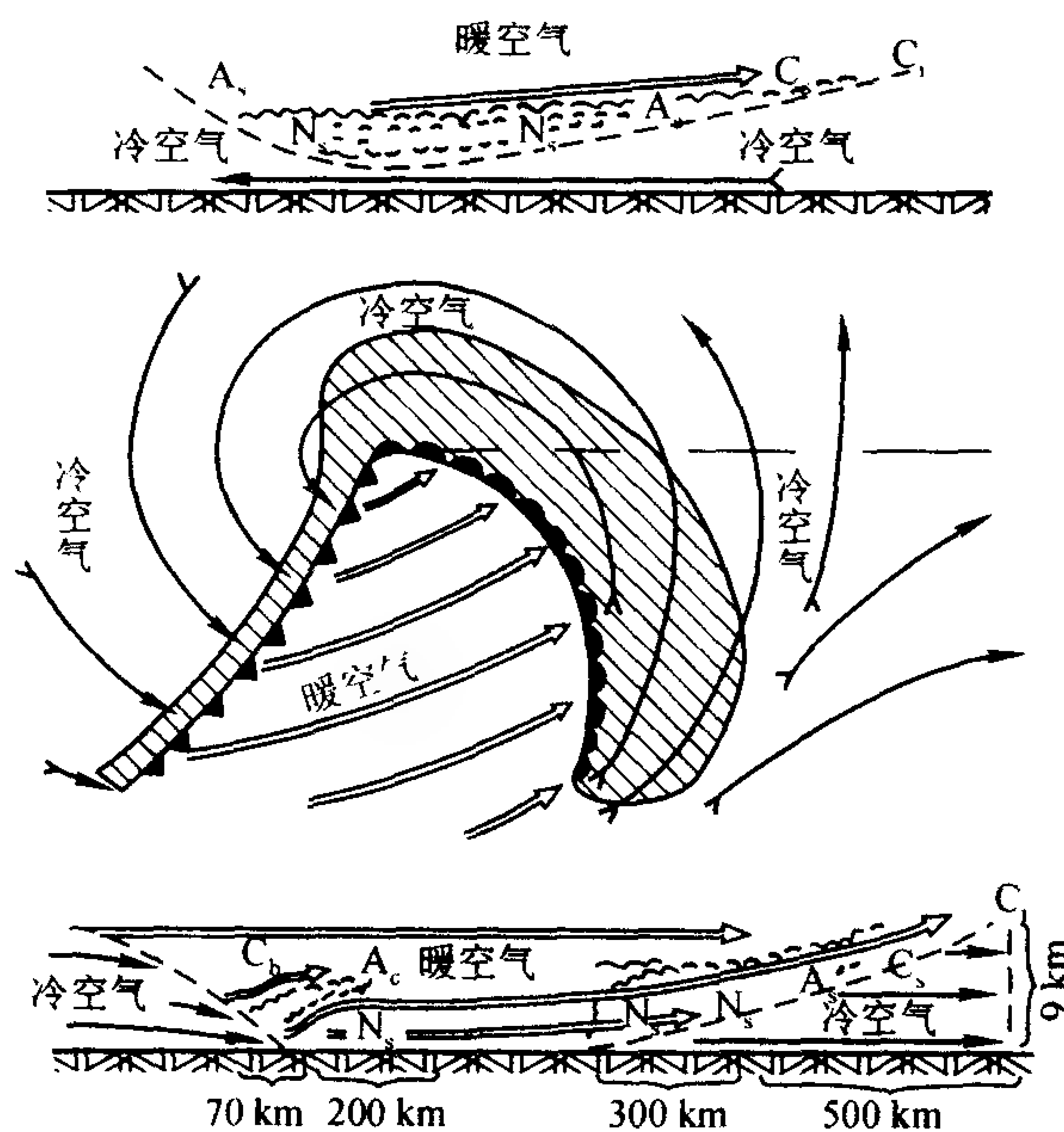


图 3-42 地面天气图气旋活动实例(hPa)

云和阵性降水。气旋区内如有冷暖锋,则气旋前方是宽广的暖锋云系和连续性降水,后方是较狭窄的冷锋云系和阵性降水(图 3-43)。



上:气旋中心以北的东西向垂直剖面;下:气旋中心以南的剖面

图 3-43 气旋模式

温带气旋主要出现在东亚、北美、地中海等地区。东亚锋面气旋生成与活动地区一在 25°~

35°N 间，即我国江淮地区，称江淮气旋；一在 45° ~ 55°N 间，即蒙古中部至我国大兴安岭一带，称东北低压。锋面气旋移动方向与速度，主要受对流层中层引导气流控制。由于副热带上空为西风环流，在气旋性环流状态下，东亚气旋一般向东北方向移动，速度平均约 35 ~ 40 km/h，最快可达 100 km/h，最慢则仅有 15 km/h。如中途不消失，最终将移动至阿留申群岛及其以东洋面消亡。

热带气旋是形成于热带海洋上的一种具有暖心结构的气旋性涡旋。中心附近平均最大风力小于 8 级的热带气旋称热带低压；最大风力 8 ~ 9 级者称热带风暴；10 ~ 11 级者称强热带风暴；大于 12 级（≥32.7 m/s）者称为台风。台风的生命期一般为 3 ~ 8 天，直径一般为 600 ~ 1 000 km，最大可达 2 000 km，最小只有 100 km。北半球台风集中发生于 7 ~ 10 月，尤以 8 ~ 9 月最多。我国南部和东南部邻近热带气旋多发区，常受台风袭扰，平均每年有 7.4 个台风登陆，其中华南沿海占 58.1%，华东沿海占 37.5%。台风中心气压很低，并有强烈上升气流，水汽十分充沛，常出现狂风暴雨，日最大降水量可超过 200 ~ 1 000 mm 以上，故强台风是一种严重的灾害性天气。

2. 反气旋　反气旋是占有三度空间的，中心气压比四周高的大型空气涡旋。气流运动由中心向四周旋转运动，旋转方向在北半球为顺时针，南半球为反时针。反气旋水平尺度比气旋大，最外一条闭合等压线的直径通常达 2 000 ~ 4 000 km。地面反气旋中心气压值一般为 1 020 ~ 1 030 hPa。根据温压结构，可分为冷性反气旋（冷高压）和暖性反气旋（暖高压）；根据生成地区，可分为极地反气旋、温带反气旋、副热带反气旋等。反气旋范围内没有锋面，中心多出现下沉气流，故天气晴好。

冷性反气旋是在下垫面温度很低的条件下，伴随着冷空气的堆积而发展起来的。亚洲大陆北部冬季尤其严寒，积累了大量冷空气，有利于冷性反气旋的形成与发展。冷性反气旋地面气压虽然很高，但气压垂直梯度大，所以只出现于近地面气层中，垂直厚度通常只有 1 ~ 1.5 km。冷性反气旋受西风带牵制，自西向东移动。反气旋大都从亚洲北部、西北部或西部经西伯利亚、蒙古进入我国。活动于我国境内的冷性反气旋冬季最强，春季最多。冬半年大约每 3 ~ 5 天就有一次冷性反气旋活动。强烈的冷性反气旋带来冷空气入侵，形成降温、大风天气，易使越冬作物受到低温冻害。

形成于副热带地区的暖性反气旋，是常年存在的稳定少变高压区。厚度可达对流层上层；冬季位置偏南，夏季偏北。夏季，暖性反气旋控制下的地区往往出现晴朗炎热天气。盛夏，北太平洋副热带高压强大西伸时，我国东南部地区在其控制下盛行偏南气流。东南气流尽管来自海洋，空气湿度大，但因下沉气流阻碍地面空气上升，难以形成云雨，天气更显闷热。长江中下游河谷夏季酷暑天气的出现与副高暖性反气旋活动有重要关系。当副高势力强大、位置少动时，其控制地区将出现持续干旱现象。

第四节　气候的形成

一、气候和气候系统

（一）气候的概念

1. 气候定义　气候是指某一地区多年间大气的一般状态及其变化特征。它既反映平均情

况，也反映极端情况，是各种天气现象的多年综合。气候和天气是两个不同的概念 从时间尺度上看，气候是时间尺度很长的大气过程，天气则是瞬时或短时间内的大气状态。日照、气温、湿度、降水量、气压、风等都是气象要素，如用以表示一段时间的平均状态，就成为气候要素。

天气瞬息多变，具有不稳定性，而气候在一定时段里具有相对稳定性。Hasselmann 曾将天气过程称为快过程，气候过程称为慢过程。或者说，天气是气候背景上的振动。天气振动可以看作多元随机过程，而这些过程的统计特性则属于气候范畴，因而也成为气候研究的主要对象。天气在更大程度上由初始条件决定；而气候则更多地由边界条件决定。

气候的范畴远比天气的概念广泛。天气通常指对流层的大气物理状况，并不包括高层大气，而气候学的研究往往涉及整个大气圈。有些气候指标更是天气概念所不能包括的。例如，一个地方的干旱与湿润状况，不仅与大气降水有关，还取决于土壤状况和植物耐旱程度。

气候视其空间尺度大小，可分为全球气候、区域气候、小气候等。研究尺度不同，考虑的因子也不同。例如，对于所谓大气候，地理纬度、海陆分布、大地形等是主要因子，而地表状况可以忽略；如果研究所谓小气候，植被和地表状况就变得特别重要，而地理纬度等的影响倒不妨忽略。无论研究范围如何，都是研究大气过程的某种平均状态，这是气候的经典概念。从现代大气科学角度出发，地球气候系指包括大气、海洋(水圈)、冰雪圈(低温层)、岩石圈和生物圈在内的整个气候系统物理状态的统计特征。包括其平均值、极值、各阶矩和各气候变量的联合概率分布，反映了气候相对稳定而不断变化的双重性。

2. 当代气候 既然气候是一种平均概念，如何对气候统计量取时间平均，就成为至关重要的问题。世界气象组织(WMO)规定，30 年为整编气候资料时段长度的最短年限，并以 1931—1960 年的气候要素的统计量作为可比较标准。对于当前气候，规定用刚刚过去的三个十年，共 30 年的平均值作为准平均，每过 10 年更新一次。目前应用 1961—1990 年准平均，2001 年将更新为 1971—2000 年准平均。

采用 30 年平均资料作为描述气候特点的基本时段，平滑了 20 ~ 40 年周期振动，能够表现更宏观(约百年阶段)的气候状况。时段长度与人的自然生命期相近，适合作为人类活动的环境参数。从有气象观测记录以来，30 年气候具有近似稳定性。近百年来各个 30 年比较，温度相差不到 1 ℃，降水量相差不足 100 mm。

(二) 气候系统

气候系统是 20 世纪 70 年代以来提出的新概念，包括图 3 - 44 中所列形成气候及其变化的特性和过程。现在一般把气候系统的特性概括分为：热力学特性，计有气温、水温、冰温和地温；运动学特性，包括风、洋流以及相应的垂直运动和冰块的运动；含水性，指的是空气的含水量或湿度、云量和云中含水量、地下水、湖泊水位，雪的含水量，陆冰与海冰的含水量；静力学特性，包括大气和海洋的压力和密度，空气成分、海水盐度，以及系统的几何边界和物理常数。气候系统各部分之间的相互作用除物理过程外，还有复杂的化学、生物过程等，这些过程在不同时间和空间尺度上有着复杂的反馈机制，并构成了一个耦合的气候系统。

一般来说，完整的气候系统由五个部分组成。

1. 大气圈 是气候系统的主体，也是系统最易变化和最敏感的部分。从能量角度看，大气非常脆弱。即使认为气候系统只包括表层 100 m 深的海洋，大气的热量也只占系统总热量的 3.4%。因此，大气的影响多与其动力学有关。但大气动能与气候系统的总能量相比，也几乎微不

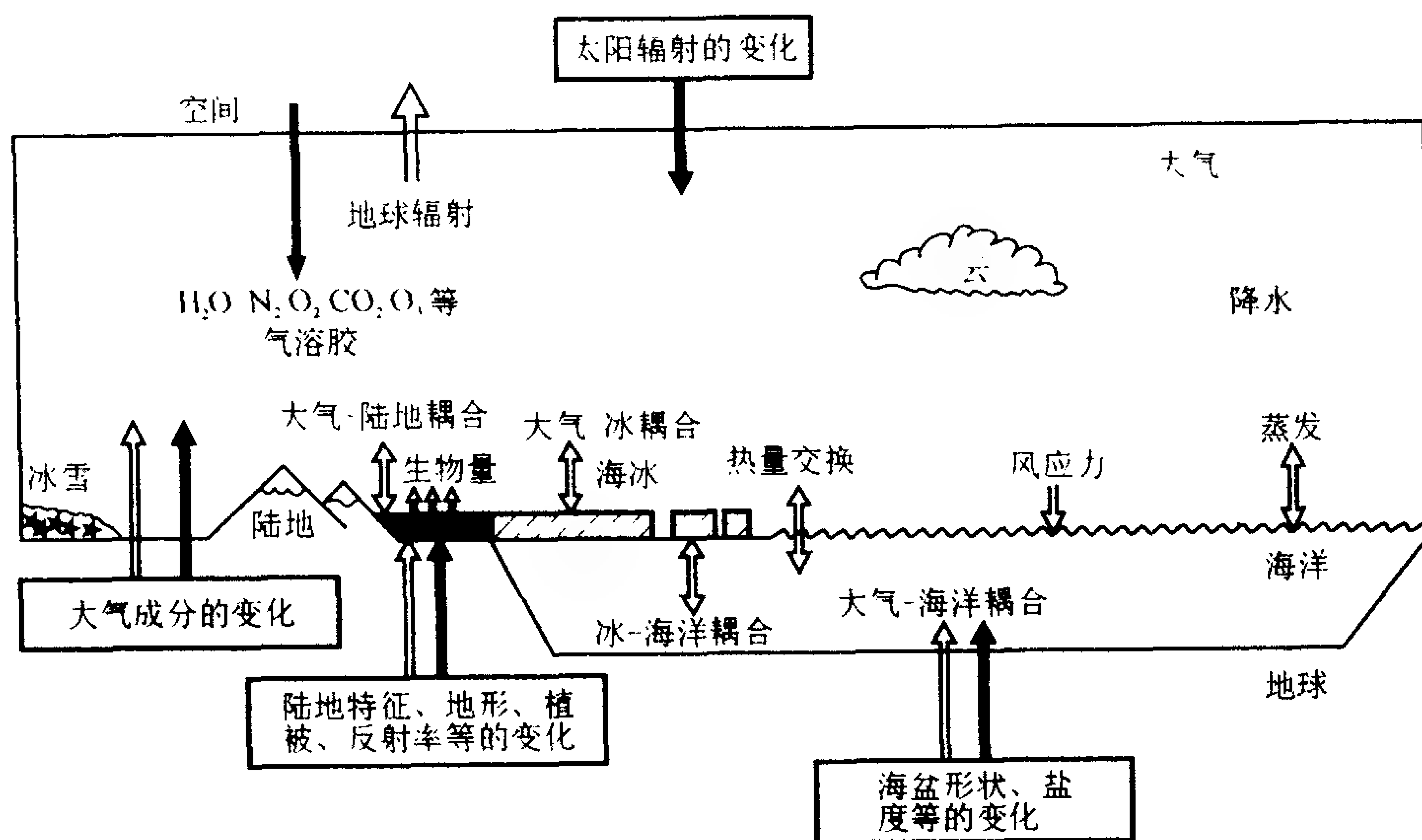


图 3-44 气候系统示意图(据 J.T.Houghton,1984)

足道。所以,在气候形成与气候变化中,大气以外的其他成员,如海洋、冰雪、陆面等的物理状况有着决定性的作用。大气热惯性小,对外界热量变化的特征响应时间或热力适应时间估计为 1 个月左右,即大气依靠将热量向垂直和水平方向输送,可在 1 个月左右调整到一定的温度分布。

2. 海洋 海洋约占地球表面积的 70.8%,仅 100 m 深的表层海水,即占整个气候系统总热量的 95.6%。因此,可以认为海洋是气候系统的热量储存库。穿过大气到达地表的太阳辐射,约有 80%被海洋吸收,然后通过长波辐射、潜热释放及感热输送等形式传输给大气。同时,洋流把赤道地区多余的热量输送到极地,对维持地球高低纬度能量平衡起着重要作用。海洋热力和动力学惯性使它具有“低通滤波”的作用,其在空间和时间上的“平滑过程”,有利于气候系统中缓慢运动的维持和发展。上层海洋与大气圈、冰雪圈相互作用,其特征时间尺度为数月到数年,而深层海洋的热力调整时间则为世纪尺度。

3. 冰雪圈 冰雪圈包括全球的冰层和积雪,计有大陆冰盖、高山冰川、地面雪被、多年冻土、海冰、湖冰和河冰。目前全球陆地约有 10.6%被冰覆盖。雪被和海冰季节变化显著,而冰川和冰原的响应则缓慢得多。冰原的体积和范围要在数百年到数百万年内才有明显的变化,这种变化与海平面变化有着密切的联系。它们既是气候变化的指示器,又对气候长期变化产生反馈,在地球热平衡中起着重要作用。

4. 陆面(岩石圈) 指山脉、地表岩石、沉积物、土壤等。陆地位置、高度和地形发生变化的时间尺度,在气候系统的所有组成部分中是最长的,在季节、年际以至 10 年尺度的气候变化中可以忽略。但是地表土壤作为大气微粒物质的重要来源之一,在气候变化中有重要作用,而土壤又会随气候和植物状况而变化。

5. 生物圈 生物圈是地球生命物质构成的圈层。包括陆地和海洋中的植物,空气、海洋和陆地生活的动物,以及人类本身。生物圈的各部分变化特征时间显著不同,总的来说比较缓慢。

但是,它们不仅对气候变化敏感,也影响气候。

二、气候的形成

气候是复杂的自然地理现象之一。气候系统的组成、气候的地带性和非地带性分异,都足以表征它的自然地理特性。气候还随时间发生变化,不同地区、不同时间之所以有气候差异,是多种原因综合作用的结果。下面着重阐明太阳辐射、大气环流和地表性质在现阶段气候形成中的作用。

(一)气候形成的辐射因子

太阳辐射是气候系统的能源,又是一切大气物理过程和现象形成的基本动力,在气候形成中起着主导作用。不同地区的气候差异及气候季节交替,主要是由太阳辐射能在地球表面时空分布不均及其变化引起的。而太阳辐射的时空分布受地理纬度制约,故气候形成的辐射因子是一种纬度因素。

1. 地球的有效温度　地球作为太阳系九大行星之一,具有适合生命繁衍的理想条件。在近地行星中,火星表面温度约215K;金星温度高达750K;地表温度为288K(表3-17)。因此,只有地球上才有水和生物,气候学家称之为"金发丽人现象"。

表3-17　有关行星的辐射平衡温度和大气特性资料

行星	有效温度/K	表面温度/K	行星反射率/%	表面气压/大气压*	主要成分	空气分子量	云层覆盖情况
金星	227	750	76	90	$CO_2 > 90\%$	44.0	全部为深厚云层覆盖
地球	255	288	30	1	$N_2 + O_2 > 99\%$	28.96	约50%为H_2O云层覆盖
火星	216	226	17	0.007	$CO_2 > 80\%$	44.0	很薄的H_2O云

* 以地球表面上的大气压为单位,1个大气压 = 1 013.25 hPa

地球大气的优越条件,是由一系列控制气候系统的外参数恰当组合决定的。首先是太阳辐射强度和日地距离这两个参数,决定了太阳常数的大小,加上地球表面反射率,就决定了地球上具有较为适宜的有效温度。它是大气上界吸收太阳辐射与行星地球长波辐射处于平衡时所具有的温度,故又称辐射平衡温度。在平衡条件下,行星地球所具有的温度可由下式加以估算:

$$S_0(1-\alpha_s)\pi R^2 = \sigma T_e^4 \cdot 4\pi R^2$$

式中,S_0为入射太阳辐射;R为地球半径;α_s为地球的行星反射率;T_e为行星地球的有效温度,σ为Stefen-Boltzmann常数。

将上式改写后,有

$$T_e = \left[\frac{(1-\alpha_s)S_0}{4\sigma}\right]^{\frac{1}{4}}$$

式中,$S_0 = 1\ 367\ \mathrm{W/m^2}$;$\sigma = 5.66961 \times 10^{-8}\ \mathrm{W/m^2 \cdot K^4}$;$\alpha_s = 0.30$,可求出地球有效温度$T_e = 255\ \mathrm{K}$。

地球有效温度对形成现阶段的气候具有基本的重要性。我们知道,任何物质都可以有气体、液体和固体三种形态,但其转化必须满足一定的条件。气态转变为液态和固态,温度必须低于临界温度。图 3-45 为金星、地球、火星的平衡温度随水汽含量的变化图。金星由于平衡温度太高,水汽永远不会凝结成水;火星温度过低,水汽直接凝固成冰而不会有液态水出现;只有地球平衡温度适合于液态水存在。地表温度不仅永远低于水汽临界温度(647 K),而且也常低于冰的融解温度,所以在地球表面上水汽可以发生相变。地球上同时具备阳光、空气和水,使生命得以存在。

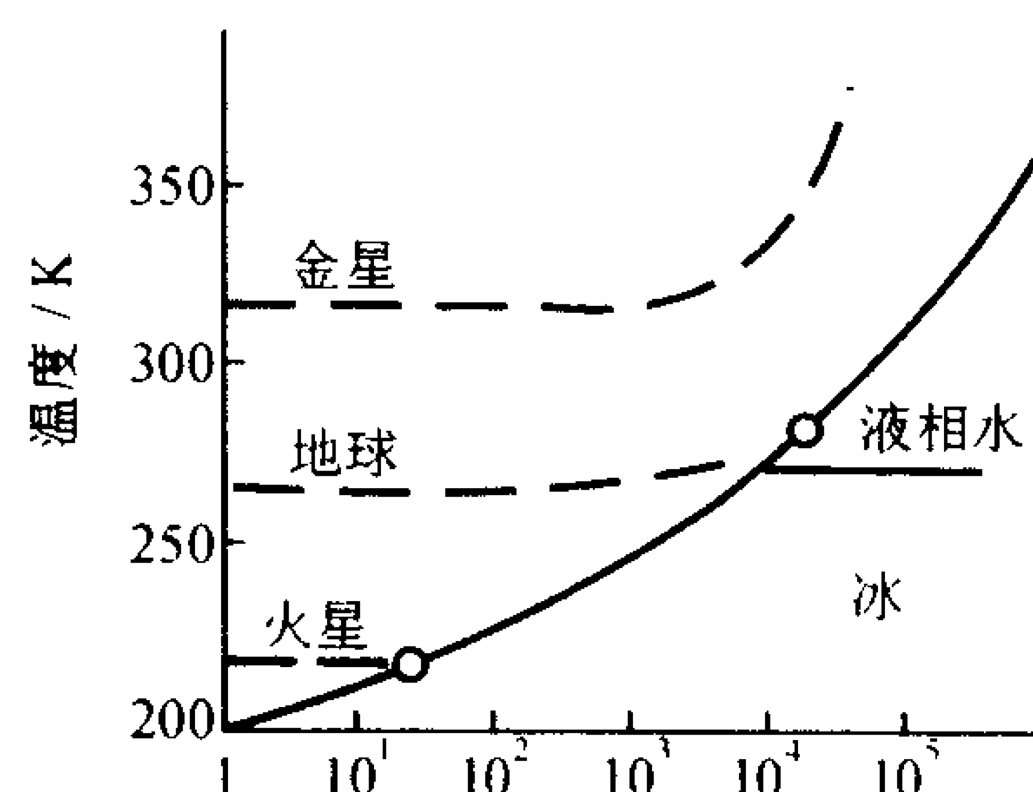


图 3-45 水汽增加与温度变化的关系(据 Goodv,1972)

2. 地球上的天文气候 地球表面因辐射平衡温度随纬度和季节的分布形成的假想的简单气候模式,称为天文气候。在假想气候条件下,地表太阳辐射的分布和变化,仅仅取决于日地相对位置,而具有明显、严格而单调的周日、周年变化和随纬度变化的规律性。天文气候能够反映地球气候的基本轮廓。研究天文气候既可以使问题简化,又能突出太阳辐射对气候形成的实质性作用。

太阳天文辐射量的大小主要决定于日地距离、太阳高度和日照时间。① 日地距离。地球绕日公转轨道为一椭圆形,太阳位于椭圆的一个焦点上。因此,日地距离不断改变,地球获得太阳辐射能也随之变化。地球通过近日点时,单位面积上得到的太阳辐射能比远日点时多 7%,而且近日点太阳辐射强度比太阳常数大 3.4%;远日点则比太阳常数小 3.5%。这种变化使北半球冬季(1 月)获得的太阳辐射量大于南半球冬季(7 月);北半球夏季(7 月)获得太阳辐射量少于南半球夏季(1 月),因而北半球冬、夏差值小于南半球。但实际上,这一差异已被大气热力环流与海陆分布的影响所掩盖。② 太阳高度。在气候形成中,太阳光线与地平面的夹角(即太阳高度),在很大程度上决定着地球表面得到太阳辐射能量的多少。郎伯定律表明,大气上界太阳辐射强度与太阳高度的正弦成正比,而与日地距离的平方成反比。太阳高度和日地距离均随纬度和时间而变,因此,不同纬度不同时间的太阳辐射强度都有变化,造成天文辐射总量因地因时而异,从而形成各地的气候差异。③ 日照时间。地球自转形成了地球表面的昼夜交替。除极圈以内地区外,一日可分为昼夜两部分。从日出到日没的时间,称为日照时间或昼长时数,是地理纬度 φ 的函数。到达地面的太阳辐射能量显然与日照时间成正相关。

在上述因子共同作用下的大气上界,太阳辐射随纬度和季节变化的立体模式如图 3-46。赤道附近太阳辐射年变化平缓,春秋分略高,冬夏至略低。极圈内,极夜时太阳辐射为零,夏至日(北极)或冬至日(南极)却高于赤道。极圈与回归线间太阳辐射呈单峰式的连续变化,北半球夏至日最高,冬至日最低;南半球相反,冬至日最高,夏至日最低。

同一纬度的天文辐射,日总量、季总量、年总量都相同。即太阳辐射总量具有与纬线圈平行、呈带状分布的特点,这是形成气候带的主要原因。根据太阳天文辐射的空间分布,通常可把地球上划分为 7 个纬度气候带(或称天文气候带),即赤道带、热带、副热带、温带、副寒带、寒带和极地带(图 3-47)。

(二) 气候形成的环流因子

地表太阳辐射能量分布不均引起的大气环流是热量和水分的转移者,也是气团形成的基本

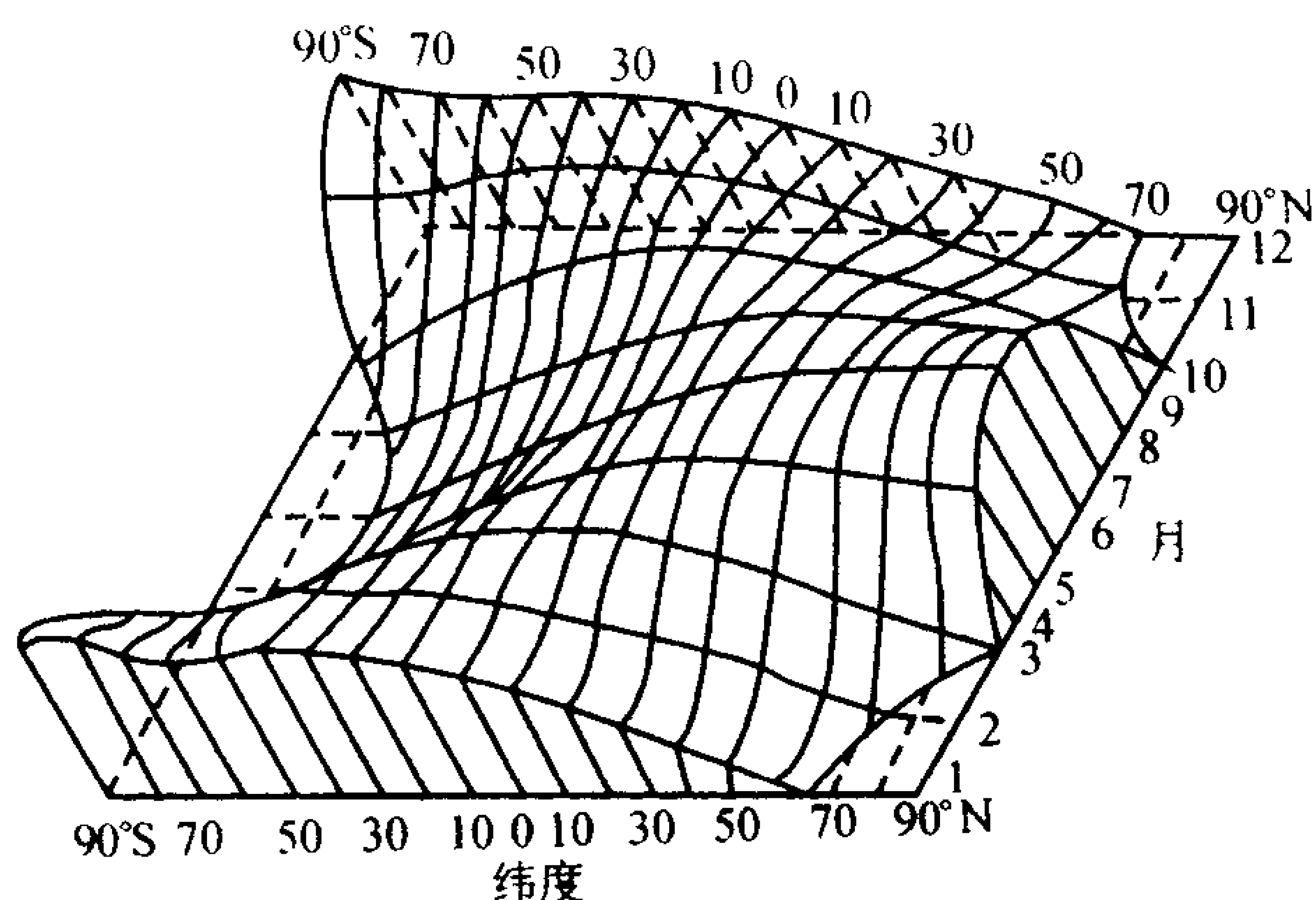


图 3-46 天文辐射随纬度和季节的变化

（据本书第二版）

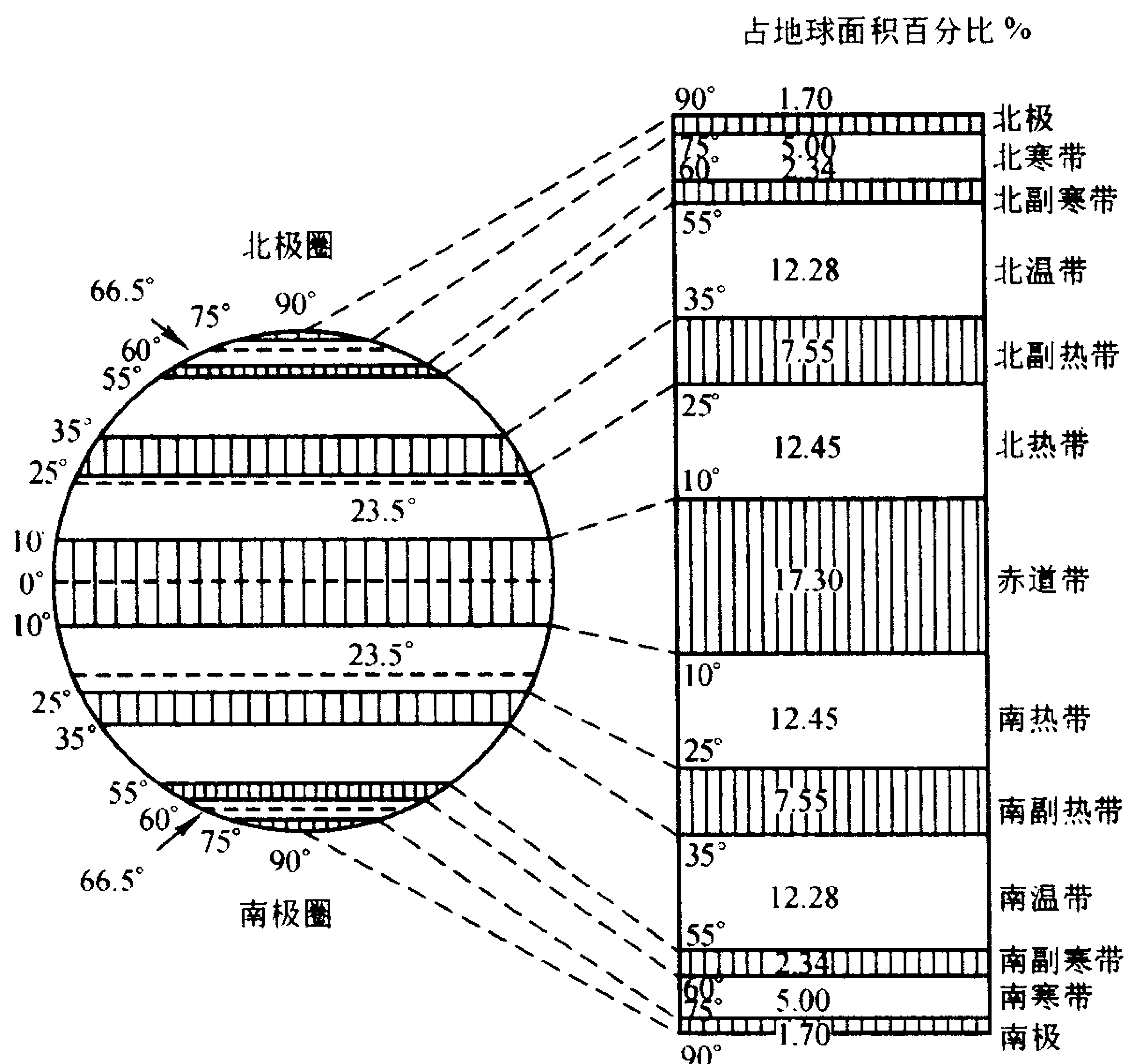


图 3-47 地球气候带

原因。它促使不同性质气团发生移动，而气团的水平交换是不同地区气候形成及其变化的重要方式。因此，在不同纬度的不同环流形势下形成的气候类型也不相同。

1. 大气环流与热量输送和水分循环 35°S～35°N 之间辐射热能收入大于支出，说明热带和

副热带有热量盈余，而高纬度地区则有热量亏损。但热带纬度并未持续增温，极地亦没有持续降温现象，表明必然存在热量由低纬到高纬的传输。表3－18所列各纬度由辐射差额算得的温度值和实测温度值的比较，表明大气环流在缓和赤道与极地温差上起着巨大作用，加上洋流的一定作用使热带温度降低了7～13℃，中纬度温度升高，特别是纬度60°以上地区升高了20℃以上。

表3－18　各纬度辐射差额温度与实际温度的比较

温度℃（平均值）	纬度									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
辐射差额温度（对不流动大气的计算）	39	36	32	22	8	－6	－20	－32	－41	－44
观测值（流动大气）	26	27	25	20	14	6	－1	－9	－18	－22
温度差数	－13	－9	－7	－2	＋6	＋12	＋19	＋23	＋23	＋22

大气环流还调节海陆间的热量。冬半年大陆是冷源，海洋是热源，在盛行海洋气团的沿海地区，热量由海洋输送到大陆，故迎风海岸气温比同纬度内陆为高；而在大陆冷风影响下，近陆海面气温比同纬度海洋表面气温为低（参见图3－9）。夏半年大陆是热源，海洋是冷源，热量由大陆输送到海洋，但输送量远比冬季海洋输向大陆的为小。这种海陆热量交换是造成同纬度大陆东西岸和大陆内部气温显著差异的重要原因。例如，法国波尔多（45°N）和俄罗斯符拉迪沃斯托克（海参崴，约43°N），纬度相差不多，但1月平均气温却相差18.5℃之多。前者位于大陆西岸，冬季盛行暖湿西南气流，1月平均气温为5℃；后者位于大陆东岸，冬季盛行严寒西北气流，1月平均气温－13.5℃。

从全球蒸发量与降水量的纬度分布（参见第四章）可以看出，在南、北半球的副热带，其蒸发量超过降水量，在赤道和中高纬度，降水量大于蒸发量，因此，要达到水分平衡，必须通过大气运动，把水汽从盈余地区输送到亏损地区。例如，北纬30°附近蒸发的过量水汽主要通过中纬度盛行西风及热带盛行的东北信风分别向北和向南输送。云和降水的形成及降水量的多少更与大气环流的平均状况关系密切。赤道低压带辐合上升的湿热气流，冷却凝结产生大量对流雨，形成降水最多地带；副热带高压带，盛行下沉气流，即使在海洋上，水分蒸发量很多，降水也甚稀少，为少雨带；温带冷暖气团交绥地带，锋面气旋频繁，利于降水形成，为次于赤道带的第二个多雨地带。

上述雨带主要是大气环流的多年平均状况形成的。实际上，大气环流具有明显的非周期性变化。纬圈环流减弱时，南北水平温度梯度加大，冷暖气团活跃，有利于锋面、气旋产生，多雨天气相应增多，某些地区将出现气候异常现象；反之，纬圈环流加强时，南北水平温度梯度减小，冷暖气团不活跃，某些地区往往受单一的气团控制，不利于锋面、气旋的生成与发展，降水天气显著减少，因而出现特别热和干的气候异常现象。

2. 大气环流与海温异常　海温变化存在着明显的年际振荡，最著名的事例，就是厄尔尼诺现象。厄尔尼诺（ElNinõ）为西班牙文，意为“圣婴”，秘鲁渔民用以称呼圣诞节前后南美沿岸海温上升现象，气象学家与海洋学家则用以专指赤道东太平洋海面水温异常增暖现象。正常情况下，赤道太平洋水温的分布为东部冷西部暖，因此赤道太平洋上空形成一个纬圈热力环流。位于南太平洋副热带高压东侧的南美西海岸（90°W附近），强烈的下沉气流受冷海水影响降温后，随偏东信风西流，到达西太平洋赤道附近（120°E）受热上升，转向成为高空西风，以补充东部冷海区的下沉气流。于是在赤道太平洋垂直剖面图上，就出现一种大气低层为偏东风，上层为偏西风的东

西向热成闭合环流，称为沃克环流(图 3-48)。由于秘鲁冷洋流较强，沃克环流的下沉气流区远大于上升气流区，从南美西岸可伸展到赤道太平洋中部海域，因此在南美西岸造成严重干旱，使阿塔卡马沙漠一直延伸到 4°S 附近，成为世界沿岸沙漠中最靠近赤道的一个。

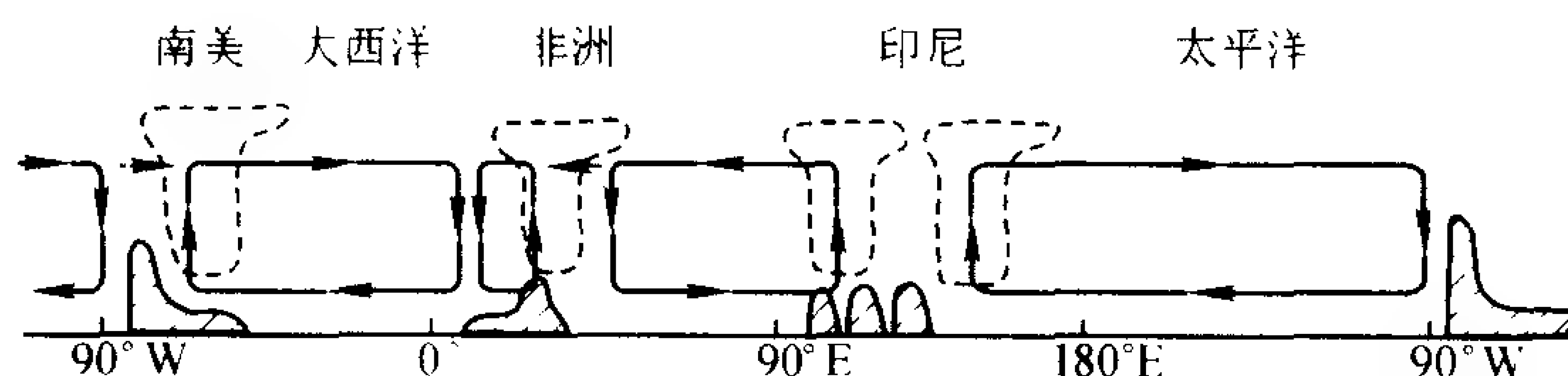


图 3-48 赤道太平洋纬圈环流图

秘鲁、厄瓜多尔沿岸受冷洋流影响，本为冷水上翻区(或称涌升区)，宜于藻类和鳀鱼繁殖，并吸引了大量以鳀鱼为食的鸟类在此栖息。但有的年份，由于大气环流变异，赤道以南的东南信风突然减弱，太平洋赤道暖洋流以 50~100 m/s 的速度向南扩张，代替秘鲁冷洋流，使这一地区的海水温度比常年高出几度，冷水上翻不能到达表层，结果造成只适应冷水域生存的鱼类、藻类大量死亡。1970 年秘鲁的鳀鱼捕获量曾达到 $1\ 200\times10^4$ t 的历史最高水平，但经过 1972 年的强烈厄尔尼诺，1973 年捕获量陡降到 200×10^4 t 以下。而且鳀鱼死亡，海鸟因缺乏食物而死亡或迁徙，使南美沿岸国家失去宝贵的鸟粪肥料，影响农业生产及农产品出口。此外，在厄尔尼诺年，秘鲁及厄瓜多尔气候由干旱转变为多雨，经常发生洪灾。厄尔尼诺现象不仅对秘鲁沿岸海洋生态和渔业资源造成极大破坏，也对热带太平洋沿岸，甚至全球气候造成灾害性影响。故而越来越引起人们重视。

厄尔尼诺现象的出现常带有突发性，且无明显规律可循。从 1860—1998 年的 139 年中共出现 35 次，大约每隔 2~7 年出现一次，每次持续数月、甚至一年以上。通常以 11 月或 12 月海温正距平最高，水温变暖在南美沿岸最高可达 9℃。一般厄尔尼诺年海温正距平中心也达到 3~4℃。正距平区可从南美沿岸沿赤道向西，达到或越过日界线(图 3-49)。如此大范围大幅度的海面水温异常，必然带来海洋与大气的变化。

经过不断探索，人们发现厄尔尼诺现象与一种被称为南方涛动的现象几乎同时发生。南方涛动(Southern Oseillation)是指热带太平洋与热带印度洋之间气压变化呈反相关的振荡现象。它是 20 世纪 20 年代英国气象学家沃克(G. Walker)在研究印度季风雨预报时首先发现的。当以复活节岛为中心的高压系统气压升高时，盘踞在印度尼西亚和北澳大利亚上空的低压系统的气压相应下降。为使这种现象定量化，沃克定义了一个南方涛动指数(SOI)，由东西太平洋气压值之差算出。涛动愈强表示高压的气压愈高，低压的气压愈低，东西太平洋气压差大于正常值，则 SOI 为正；相反，涛动弱时差值小于正常值，则 SOI 为负。J. Bijerknes(1966)发现，SOI 从高值下降到最低值时，厄尔尼诺达到鼎盛。图 3-50 表明南方涛动指数与秘鲁沿岸奇卡马港的水温距平之间具有明显强相关。厄尔尼诺-南方涛动事件的内在联系，是全球海气相互作用的强烈信号，所以人们常合称为“ENSO”。观测事实证明，ENSO 可以触发波及全球三分之二地区的重大气候灾害。

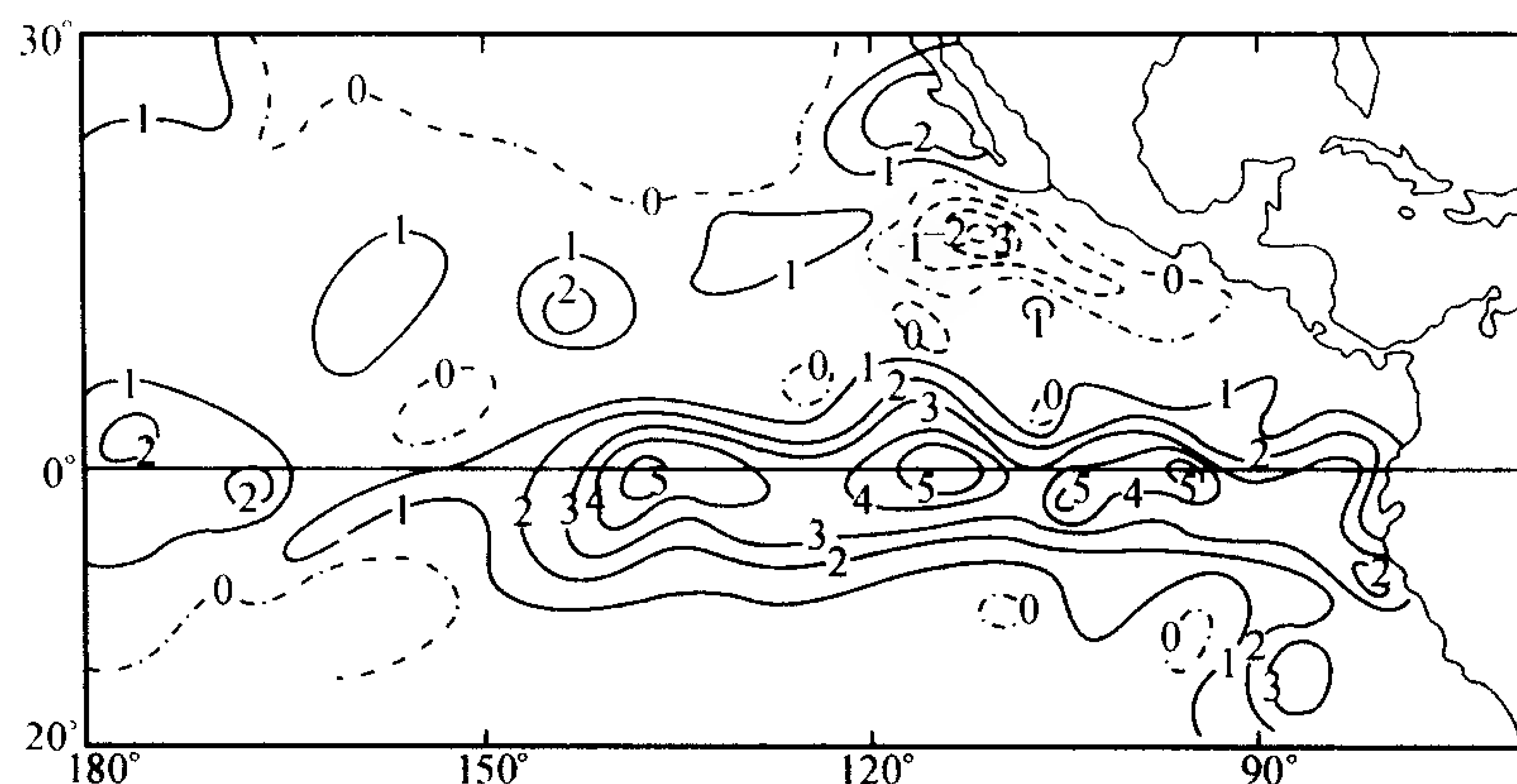


图 3-49　1972 年(厄尔尼诺年)8 月与 1979 年
(正常年)8 月海面水温差值(据 Ramage,1986)

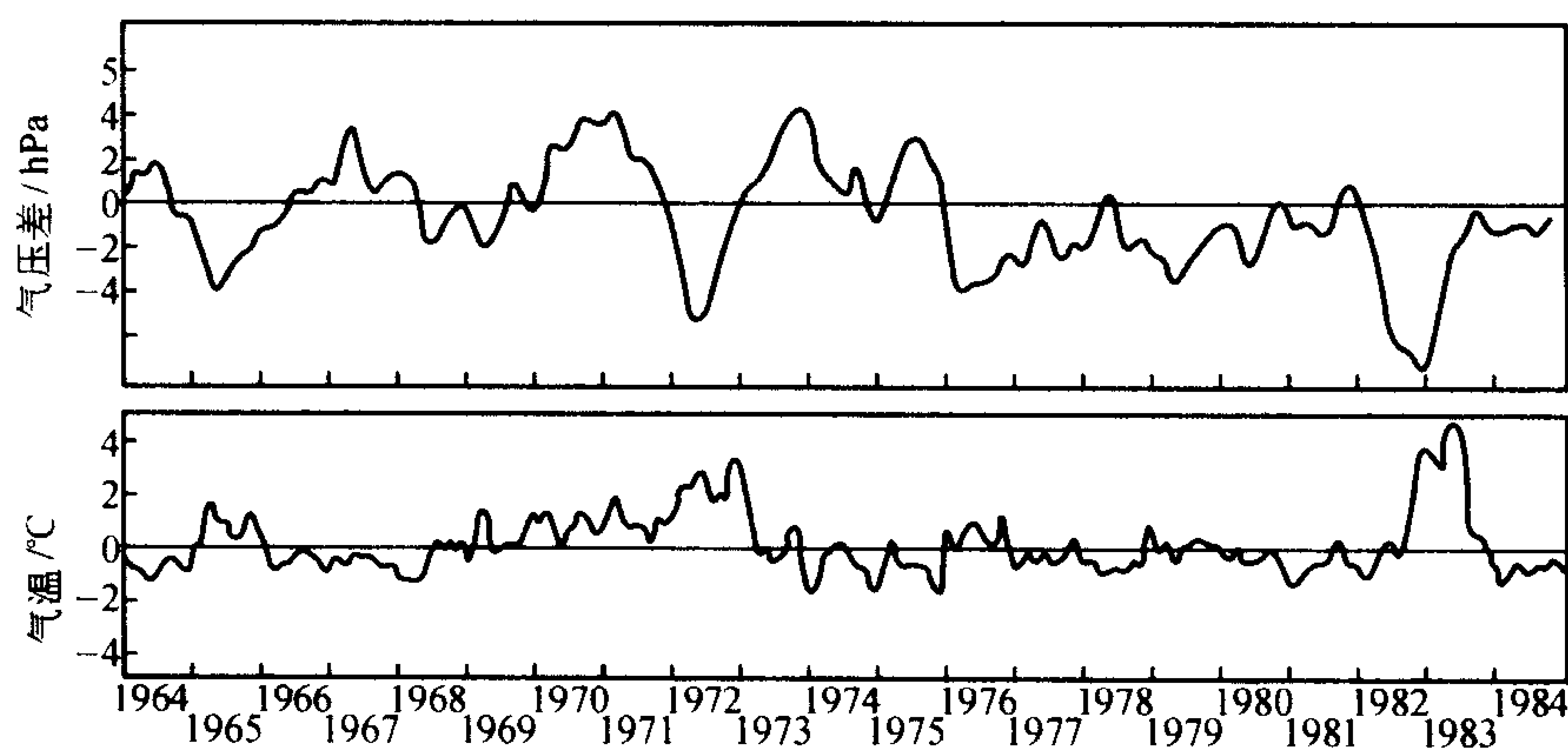


图 3-50　SOI 与奇卡马港水温距平之间的关系(据 Ramage,1986)

(三) 气候形成的地理因子

地理因子通过对辐射因子与环流因子的影响而作用于气候。任何气候都与一定的地区相联系,即气候现象是结合所在的地理环境而出现的。地理环境使得地球气候既具有纬度地带性,又具有非地带性特征。因此,离开地理环境无从分析气候成因。

1. 海陆分布对气候的影响　海陆的物理性质不同,对太阳辐射能的吸收与反射,热能内部交换,热容量大小以及地-气和海-气热量交换的形式等都有显著差异,致使同纬度、同季节海洋和大陆的增温与冷却显著不同,海上和陆上的气温也有明显差异。不仅破坏了温度的纬度地带性分布,而且影响到气压分布、大气运动方向及水分分布,使同一纬度内出现海洋性气候与大陆性气候的差异。洋面、海岛和经常受海洋气流影响的大陆海岸带,具有典型的海洋性气候;大陆内部,海洋气流影响不及或微弱的地区,则具有显著的大陆性气候特征。大陆性与海洋性气候的特征,可概括为表 3-19。

以凡伦西亚与伊尔库次克、青岛与兰州四地的气温、降水对比可以清楚地说明温带海洋性气

候与大陆性气候的差异。凡伦西亚位于大西洋岛屿上，受海洋影响显著，气温年较差很小，冬暖夏凉，秋温(10月)高于春温(4月)；降水丰富且年内分配均匀，为典型海洋性气候。伊尔库次克位处亚欧大陆内部，气温的年较差很大，夏季暖热，冬季严寒，春温高于秋温；降水较少，且集中在6~8月，具有显著的大陆性气候特点(表3-20)。

表3-19 大陆性与海洋性气候比较

气候性质	气温					湿度	云量	降水		
	日较差	年较差	最热月	最冷月	春温-秋温			量	变率	时期
大陆性	大	大	7	1	正值	小	少	小	大	集中夏季
海洋性	小	小	8	2	负值	大	多	大	小	全年均有冬季较多

表3-20 海、陆气候对比

地点	要素	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年平均/℃ 年总量/mm	年较差/℃
凡伦西亚	气温	7.2	6.7	7.2	8.1	11.1	13.9	15.0	15.0	13.9	10.6	8.9	7.2	10.4	8.3
	降水	140	132	114	94	81	81	96	122	104	142	140	167	1413	
伊尔库次克	气温	-21.1	-18.5	-10.2	0.3	8.0	14.3	17.2	14.8	7.8	-0.2	-10.7	-18.2	-12.0	38.3
	降水	15	12	10	15	30	58	73	60	40	17	15	20	368	
青岛	气温	-2.7	-0.6	4.9	10.9	16.9	20.8	24.3	25.6	20.4	14.5	7.5	0.2	11.9	28.3
(1961-1970)	降水	7.3	13.3	16.7	33.9	51.4	67.1	24.7	163.7	130.2	46.2	36.2	8.2	835.8	
兰州	气温	-7.3	-2.8	5.0	11.5	17.0	20.1	22.0	21.0	15.5	9.6	1.3	-5.6	8.9	31.7
(1961-1970)	降水	0.8	1.2	7.5	23.4	44.4	28.7	58.3	75.9	52.5	32.2	6.3	0.8	331.5	

青岛位于大陆东岸，在东亚季风控制下，但受极地大陆气团影响，年较差大，降水相对集中于夏季。最冷月出现在1月，属于大陆性季风气候。而兰州的大陆性比青岛更为明显。由此可见，靠近海洋也不一定是海洋性气候，而大陆内部则大都是大陆性气候。

2. 洋流对气候的影响　洋流是大洋中任一持续不断并主要呈水平流动的海水。它可从低纬度向高纬度传输热量，又能从高纬地区向低纬输送海冰和冷水。据卫星观测资料，在20°N地带，洋流由低纬向高纬所传输的热量约占地-气系统总热量传输的74%，而在30~35°N间总传输热量的47%是由洋流传输的。因此，洋流对气候的形成具有重要作用。

首先，洋流的热量输送对大陆东西岸的气温差异起着很大的作用。自低纬度流向中高纬度的暖洋流，使所经海面及其邻近地区气温偏高，而自中高纬度海域流向低纬度的冷洋流使所经海面及邻近地区气温偏低。最显著的例子是墨西哥湾流使55~70°N之间的欧洲西岸冬季温度保持在0℃以上，比同纬度大陆东岸高16~20℃。因而使位于70°N的摩尔曼斯克港，全年不封冻；深入极圈的斯匹次卑尔根附近(81°N)夏季不结冰。一般说来，由于大洋两岸洋流性质不同，温带纬度大洋西岸温度低于东岸，副热带纬度的温度则大洋东岸低于西岸(表3-21)。当然，两岸温度差异也与陆上的环流特征有关。

其次，冷暖洋流对所经之地的降水也有较大影响。经过洋流上空的气团，由于海-气温度差异将发生变性。冷空气在暖洋流上流过将逐渐变为暖湿海洋性气团，当它移向大陆时易于发生降水。当空气与冷洋流接触则增加其稳定性，一般难于致雨但多雾，使海雾成为冷洋流或冷水海

表 3-21　大洋两岸的温度差异/℃(据高国栋等,1990)

大　洋	地　点	北　纬	东西岸	气温		
				最冷月	最热月	年平均
北太平洋	庙　街	53.2	西	-22.9	16.4	-2.5
	东长斯堡	54.8	东	1.1	15.1	8.1
	东　京	35.7	西	3.0	25.4	13.8
	旧金山	37.8	东	9.7	15.3	12.8
北大西洋	纳　音	57.2	西	-19.9	10.6	-3.8
	阿伯丁	57.2	东	2.9	14.3	8.2
	纽　约	40.8	西	-1.0	23.1	10.9
	里斯本	38.7	东	10.3	21.8	15.9

岸带的气候特征之一。澳大利亚、非洲和南美西岸干旱荒漠气候的形成都与沿岸冷洋流有关。

3. 地形对气候的影响　海拔高度、地表形态、方位(坡向和坡角)等影响水热条件的再分配,从而对气候产生影响。

地形对温度的影响,主要表现在随着海拔升高而气温降低。在对流层自由大气里,高度每上升 100 m,气温平均下降 0.65℃。海拔愈高,下降率愈大。季节上则以夏季最大,冬季最小(表 3-22)。高大山体阻碍气流运行,不利于寒潮或热浪推进,使山地两侧温差悬殊。例如东西走向的秦岭,1 月份山南气温比山北同高度处高 5℃以上,7 月份高 1℃以上,年均温约高 3℃。

表 3-22　各地气温递减率/℃/100 m

地　区	测　站	高度差(m)	1月	4月	7月	10月
天山南坡	阿克苏—阿合奇	883	0.03	0.57	0.59	0.31
天山北坡	乌鲁木齐—小渠子	1 266	-0.40	0.50	0.74	0.40
祁连山北坡	玉门镇—玉门市	800	-0.03	0.49	0.50	0.26
贺兰山区	银川—贺兰山	1 789	0.29	0.59	0.64	0.50
秦岭北坡	潼关—华山	1 703	0.32	0.43	0.50	0.41
秦岭南坡	佛平—双庙	860	0.61	0.69	0.52	0.54
长江中游	九江—庐山	1 132	0.39	0.44	0.61	0.53
天目山区	昌化—天目山	1 328	0.43	0.47	0.57	0.50
括苍山区	仙居—括苍山	1 324	0.38	0.40	0.60	0.59

地形对降水也有显著影响。水汽含量通常随海拔高度增加而减少,所以面积辽阔的高原内部降水量一般较少。山地降水与高原不同,迎风坡降水量显著高于背风坡。在同一坡向上,降水有随高度而增加的趋势。但这种增加只发生在一定限度之内。这个限定高度,称为"最大降水高度"。同一地区山地降水量总比山下多(表 3-23)。

山地水热状况具有明显垂直变化,并可形成垂直气候带。山地本身还往往成为气候区域的界线。

表 3-23　山顶与山麓降水量与降水日数的比较

地　点	海拔高度/m	年降水量/mm	年降水日数/d
乌鞘岭	3 045	476.8	143
松　山	2 727	270.8	107
华　山	2 065	753.1	132
西　安	397	624.0	100
五台山	2 896	1 128.2	152
原　平	837	507.9	81
泰　山	1 534	1 210.9	101
泰　安	129	711.6	80
黄　山	1 941	2 490.5	186
黄山市	147	1 811.6	156
庐　山	1 215	1 833.7	166
九　江	32	1 493.7	148
衡　山	1 266	2 231.9	182
衡　阳	103	1 353.0	154
峨眉山	3 137	2 033.9	269
峨眉市	447	1 668.7	191

三、气候带和气候型

(一) 低纬度气候

低纬度气候受赤道气团和热带气团控制，全年气温高，最冷月均温在 15～18℃以上。影响气候的主要环流系统有热带辐合带、信风、赤道西风、热带气旋和副热带高压。根据这些系统的季节移动，低纬度气候可分为以下五种类型(图 3-51)。

1. 赤道多雨气候　出现于赤道两侧南北纬 5°～10°之间，如非洲刚果河流域、南美亚马孙河流域，以及亚洲的印度尼西亚等。这类气候终年受赤道低压槽控制，盛行赤道气团。全年正午太阳高度角大，昼夜基本等长，一年有两次受到太阳直射。其气候特点是全年长夏而无季节变化，年均温在 26℃左右，各月均温在 25～28℃。年降水量大都超过 2 000 mm，年内分配较均匀，最少月降水量超过 60 mm。由于全年高温多雨，植物生长不受水分限制，适宜热带雨林发育，森林高大茂密，物种繁多，是世界生物生长率最高的地方，植物资源极为丰富。

2. 热带海洋性气候　出现在南北纬 10°～25°信风带大陆东岸及热带海洋中的岛屿上，如中美洲加勒比海沿岸及其以东岛屿、南美洲巴西高原东侧沿岸狭长地带、非洲马达加斯加岛东岸、太平洋夏威夷群岛和澳大利亚东北部沿岸地带。终年受热带海洋气团控制和信风影响。全年气温高，最冷月均温在 25℃以下，年较差比赤道多雨气候稍大。全年降水多，夏秋季节相对集中，但无明显干季。

3. 热带干湿季气候　出现在赤道多雨气候区外围，主要分布于中南美和非洲 5°～15°纬度带内。由于赤道低压带的南北移动，年内有干、湿季的变化。干季出现在正午太阳高度角小的时

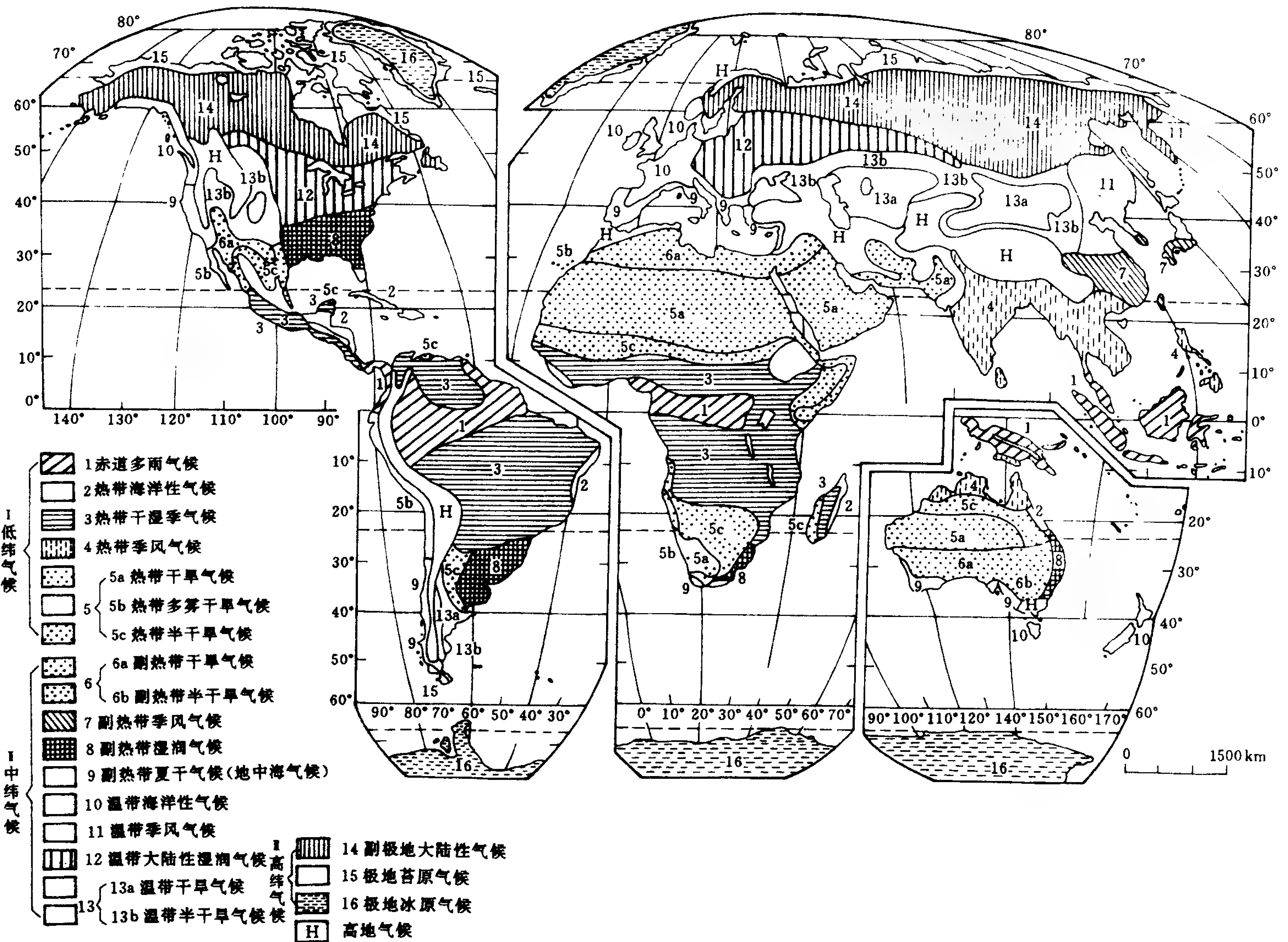


图 3-51 世界气候分类图（据周淑贞等，1979）

期。此时本区处于信风带下，受热带大陆气团控制，盛行下沉气流。当太阳直射点移至本区时，盛行赤道气团，处于热带辐合带之下，潮湿多雨，形成雨季。全年气温较高，最冷月均温在16～18℃以上，最热月出现在干季末雨季前，称为热季。年降水量750～1 000mm。自然植被以高草原为主，散生耐旱乔木，形成热带疏林草原，又称萨王纳(Savanna)。

4. 热带季风气候　出现于纬度10°到回归线附近的大陆东岸，如我国台湾南部、雷州半岛和海南岛，亚洲中南半岛，印度半岛大部分地区，菲律宾群岛和澳大利亚北部沿海地带。其环流特征是热带季风发达，热带气旋活动频繁。如北半球夏季在南亚大陆上形成热低压，这里盛行西南变向信风，即夏季风。冬季，大陆上发展成高压，盛行由大陆吹向海洋的东北风，即冬季风。本区水汽充足，热带辐合带上升气流旺盛，在地转偏向力作用下，易形成热带气旋。全年气温高，年均温超过20℃，最冷月均温一般在18℃以上。年降水量在1 500～2 000 mm以上，集中在夏季，有干、湿季存在，自然植被为热带季雨林。

5. 热带干旱与半干旱气候　出现在副热带高压带和信风带内的大陆中心和西岸纬度15°～25°间。因干旱程度和气候特征差异又分为三个气候亚型。

(1) 热带干旱气候型：主要分布在非洲撒哈拉沙漠、西南亚的阿拉伯沙漠、澳大利亚西部和中部沙漠、南美的阿塔卡马沙漠地区。终年受副热带高压控制或处信风带的背风岸，加上沿岸有冷洋流经过降水量少(不足125 mm)且变率大，气温高，气温年、日较差大，云量少，日照强烈，蒸发强，相对湿度小。

(2) 热带西岸多雾干旱气候型：分布在热带大陆西岸，由于受沿岸加利福尼亚寒流、秘鲁寒流、加那利寒流和本格拉寒流影响，气层稳定，降水量稀少，多雾的荒漠可延伸到海岸带，气温年较差小，最冷月均温低于20℃。

(3) 热带半干旱气候型：分布在热带干旱气候区外缘，是干旱气候和湿润气候间的一种过渡类型。该类气候有短暂雨季，出现在太阳高度角较大的季节，年降水量250～750 mm。

(二) 中纬度气候

中纬度是热带气团和极地气团相互作用的地带。最冷月均温低于15～18℃，有4～12个月平均气温大于10℃，四季较分明。影响气候的主要环流系统有极锋、盛行西风、温带气旋和反气旋、副热带高压和热带气旋等。天气的非周期性变化和降水季节变化都很显著。中纬度带范围广，气候形成因子复杂，气候类型也多种多样。

1. 副热带干旱与半干旱气候　出现于南北纬25°～35°间的大陆内部和西岸，如北非、南非部分地区、近东、美国西南部、墨西哥北部、阿根廷的潘帕和巴塔哥尼亚、澳大利亚南部。也是在副热带高压下沉气流和信风带背岸风作用下形成的。因干旱程度不同，又分两种亚型。

(1) 副热带干旱气候：是热带干旱气候向高纬度的延续，因所处纬度稍高，与热带干旱气候相比，凉季气温较低，且有气旋雨。

(2) 副热带半干旱气候：分布在副热带干旱区外缘，夏季气温稍低，冬季降水量稍多，能维持草类生长。

2. 副热带季风气候　出现于副热带大陆东岸，纬度25°～35°间，如我国秦岭、淮河以南，热带季风气候以北地区，日本和朝鲜半岛南部。是热带海洋气团和极地大陆气团交替控制地带。夏热冬温，四季分明，季风发达。最热月均温一般高于22℃，最冷月气温在0～15℃之间。年降水量在750～1 000 mm以上，夏半年降水量通常占全年的70%。气候条件适宜常绿阔叶林生长，自

然景观表现为亚热带季风林。

3. 副热带湿润气候　主要分布在南北纬 25°～35°间的北美大陆东岸、墨西哥湾沿岸、南美和非洲的东南海岸以及澳大利亚东岸。那里纬度、海陆位置和东亚副热带季风气候区相似，但海陆热力差异不如东亚突出，因此未形成季风气候。气候特征与副热带季风气候相似，但冬夏温差比副热带季风气候区小，降水量年内分配较副热带季风气候区均匀。冬季温带气旋活动频繁，冬雨可占年降水总量的 40%。自然景观亦与副热带季风气候区相似。

4. 副热带夏干气候（地中海气候）　出现于南北纬 30°～40°之间的大陆西岸，如地中海沿岸、加利福尼亚沿岸、智利中部沿岸、非洲和澳大利亚的南端。夏季受副高中心或其东缘影响，气流下沉，不利于云雨产生，十分炎热干燥。冬季副热带高压南移，受西风带控制，气旋活动频繁，温暖、多雨。最冷月气温在 4～10℃左右，年雨量约为 300～1 000 mm。冬暖湿润，夏热干燥，高温和多雨不一致。植物为度过炎热干燥的夏季，树叶多革质化，植被以硬叶常绿灌木林为主。贴近大洋沿岸有冷流经过的地区，最热月均温不足 22℃，为凉夏型地中海气候，夏季凉爽多雾，日照不强且干燥少雨。

5. 温带海洋性气候　出现在纬度 40°～60°的温带大陆西岸。欧洲西北部的英国、法国、荷兰、比利时、丹麦和斯堪的纳维亚半岛的南部，阿拉斯加南部，加拿大不列颠哥伦比亚，美国华盛顿州和俄勒冈州，澳大利亚东南角，塔斯马尼亚岛和新西兰都属此气候类型。终年盛行西风，受海洋气团控制，冬暖夏凉，气温年较差小。最冷月均温在 0℃以上，比同纬度大陆温度高。最热月均温在 22℃以下。气旋活动频繁，全年湿润，冬雨相对较多。年降水量 700～1 000 mm，迎风山地可达 2 000 mm 以上。

6. 温带季风气候　主要分布在 35°～55°N 的亚欧大陆东岸，包括我国华北和东北，朝鲜半岛大部，日本北部及俄罗斯远东地区。冬夏风向差别显著，季节变化明显，天气的非周期性变化突出。冬季受温带大陆气团影响，寒冷干燥，南北温差大。夏季受温带海洋气团或变性热带海洋气团控制，暖热多雨，南北温差小。最冷月均温在 0℃以下，最热月均温超过 22℃。年降水量 500～600 mm，6～8 月降水量超过全年的 70%，冬季雨雪稀少。

7. 温带大陆性湿润气候　主要分布在亚欧大陆温带海洋性气候区东侧和北美大陆 100°W 以东 40°～60°N 之间的地区。气温、降水和温带季风气候类似，但风向、风力季节变化不明显。冬季不太寒冷，冬雨稍多；夏季有对流雨但不十分集中。温带海洋性气候、温带季风气候和温带大陆性湿润气候区域中，植被在偏南地区以夏绿阔叶林为主，北部为针阔叶混交林带。

8. 温带干旱与半干旱气候　主要分布在 35°～50°N 的亚洲和北美大陆中心地带，南美阿根廷大西洋沿岸巴塔哥尼亚。此类气候又可分为温带干旱气候和温带半干旱气候两个亚型。

（1）温带干旱气候：一般年降水量在 250 mm 以下，植物种类异常贫乏，自然景观为各种荒漠。

（2）温带半干旱气候：年降水量约在 250～500 mm 左右，植被为矮草草原，其形成主要是由于位居大陆中心或沿海有高山屏障，终年受大陆气团控制所致。

（三）高纬度气候

高纬度气候带分布在极圈附近，盛行极地气团和冰洋气团。低温无夏是该气候带最显著的特征。降水虽少，但因蒸散弱，加之冻土发育，排水不畅，自然景观无干旱型，反而有大片沼泽。

1. 副极地大陆性气候　主要出现于北半球高纬度地区，约自 50°N（或 55°N）～65°N 呈连续

带状分布 如北美从阿拉斯加经加拿大到拉布拉多和纽芬兰的大部分地区,亚欧大陆斯堪的纳维亚半岛北部、芬兰、俄罗斯西部和东部等地区。作为极地大陆气团源地,终年受极地海洋气团和极地大陆气团影响和控制。冬季漫长而严寒,至少有9个月;暖季短促,10℃以上月份只有3个月。年降水量少,并集中于夏季。东西伯利亚年降水量不超过380 mm,加拿大不超过500 mm。植被为针叶林,沼泽分布也很广。

2. 极地长寒气候(苔原气候) 主要分布在亚欧大陆和北美大陆北部边缘,格陵兰沿海地带和北冰洋中的若干岛屿上。南半球则分布在马尔维纳斯群岛、南设得兰群岛和南奥克尼群岛等地。那里全年皆冬,一年中只有1~4个月平均气温在0~10℃。降水量一般在200~300 mm,蒸发微弱,沿岸带多云雾。冬季温度虽与副极地大陆性气候相差无几,且很多地方严寒程度不如副极地大陆性气候,但因最热月均温不足10℃,限制了乔木生长发育。植被为苔藓、地衣和小灌木等,从而构成苔原景观。

3. 极地冰原气候 出现在格陵兰、南极大陆冰冻高原以及北冰洋中靠近北极的若干岛屿上,是冰洋气团和南极气团源地。全年严寒,各月温度皆在0℃以下,年平均气温全球最低。如北极地区年平均气温为-22.3℃,南极大陆的年平均气温约-28.9~35℃。年降水量小于250 mm,全部降雪。即使极昼,也不融化,经长期积累,形成冰原。

(四) 高地气候

高地气候出现在约55°S~70°N之间的大陆高山高原地区,在北半球中纬度地区分布较广,南半球主要分布于安第斯山脉。自山麓到山顶各气候要素发生规律性变化,表现出明显的气候垂直带性。高山带随着高度增加,空气愈来愈稀薄,空气中的二氧化碳、水汽和微尘逐渐减少,气压降低、风力增大,日照增强、气温降低。在一定坡向和高度范围内,降水量随高度而加大。上述诸要素的垂直变化导致不同高度上具有不同的水热组合,从而形成不同的高地气候带。自山麓到山顶出现的高地气候带与山体所在地区向极地过渡出现的水平气候带略相类似,但成因不同。

第五节 气候变化

一、气候变化简史

气候一直呈波浪式发展,冷暖干湿相互交替。气候变化可以是周期性的,也可以是非周期性的。根据不同的时间尺度,地球气候史通常分为地质时期气候、历史时期气候和近代气候三个阶段。地质时期的气候距今22亿~1万年,以冰期与间冰期交替出现为特点,时间尺度在10万年以上,温度振幅为10~15℃。历史时期气候一般指第四纪末次冰期结束以来,即1万年的所谓"冰后期"气候,经历了冷暖相差5~10℃的波动。近代气候则指最近一二百年中有气象观测记录时期的气候。由于积累了大量较为精确的气象资料,人们对这段时间气候变化的了解程度远超过前两个时期。

(一) 地质时期的气候变化

地质时期地球曾经历过几次大冰期气候。其中最近的三次大冰期气候都具有全球性意义,发生时间也比较肯定。这就是震旦纪大冰期、石炭-二叠纪大冰期和第四纪大冰期。前震旦纪,

也可能反复出现过大冰期,如所谓太古代大冰期和元古代大冰期,但时代不明确、证据也不够充分。大冰期常持续数千万年。大冰期之间约隔2亿~3亿年,为大间冰期(表3-24)。但地球气候发展过程总体上以温暖气候为主,温暖时期约占整个地球气候史的90%。

表3-24 地球古气候史地质年代表(据罗汉民等,1986)

地质年代				地壳运动与地质概况		气候概况	
代	纪(系)	符号	距今年龄/10^6a				
新生代	第四纪	Q	2或3	喜马拉雅运动	地壳缓慢的升降运动		第四纪大冰期 氧气含量达现代水平 气温开始下降
	新第三纪	R	25				
	老第三纪	E	65		喜马拉雅造山运动主要时期 煤形成 火山运动 海 浸 燕山运动主要时期 (造山运动强烈) 中国、欧洲、北美出现红色、紫色土层 海洋继续增加容积 大火山作用 阳新统和乐平统造山运动 陆相或海相沉积 海西运动开始 海相沉积 大规模造山运动 地层运动平静 海浸海退交替 地层运动平静 多海相沉积	大间冰期气候	东亚大陆趋于湿润
中生代	白垩纪	K	136	燕山运动			世界气候均匀变暖 表现为热带气候 干燥气候继续发展 干燥气候 湿热气候 大气氧随波动速率增加 气候炎热,氧化作用强烈
	侏罗纪	J	192.5				
	三叠纪	T	225				
古生代	二叠纪	P	280	海西运动		大冰期气候	世界性的湿润气候 (除欧洲、北美外) 干燥气候 气候温暖无季节
	石炭纪	C	345				
	泥盆纪	D	395	加里东运动		大间冰期气候	
	志留纪	S	435				气候带呈明显的分区 气候更趋暖化 气候增暖且干湿气候带分异明显,形成欧亚大陆三个明显的气候带
	奥陶纪	O	500				
	寒武纪	∈	570				
元古代	震旦纪	Z		吕梁运动 五台运动 劳伦运动	主要岩层为沉积岩 上贝克白云地层(加利福尼亚) 燧石藻地层(安大略) 无花果树地层 地壳岩石、海洋形成 地壳分化		大冰期气候 氧占现代大气O_2水平的3%~10% 氧占现代大气O_2水平的1% 氧化大气的出现 元古代大冰期气候 太古代大冰期气候
	主要根据南非古老地层划分的地质年代和地质运动		1 000 1 200 1 500				
太古代			2 000 3 000 3 300 4 500				
地球初期发展阶段			6 000?		地球形成		

大冰期中包括若干亚冰期与亚间冰期,冰期中最冷即冰盖最盛时,气温约比现今低10~12℃。间冰期则比目前气候暖,北极气温比现代高10℃以上,低纬地区比现代高5.5℃左右。

(二)历史时期的气候变化

大约1.8万年前末次冰期达到最盛。1.4万年前冰盖开始迅速融化,从而进入冰后期,即全

新世。此期气候回暖，冰盖消融，大陆冰川后退。关于冰后期1万年来气候的冷暖情况，挪威气候学家曾作出1万年来挪威的雪线升降图(图3－52)。图中实线上升阶段，表示雪线升高，气候变暖；实线下降阶段，表示雪线降低，气候变冷。挪威以及西北欧地区的现代雪线高度，一般在1 600 m左右，雪线高于1 600 m的时期，比现代温暖，雪线低于1 600 m的时期比现代寒冷。竺可桢曾根据我国古代文字记载和考古发现，绘出了中国近5 000年的年温度变化曲线(图3－52虚线)。不难看出，两条曲线的变化趋势大体一致。

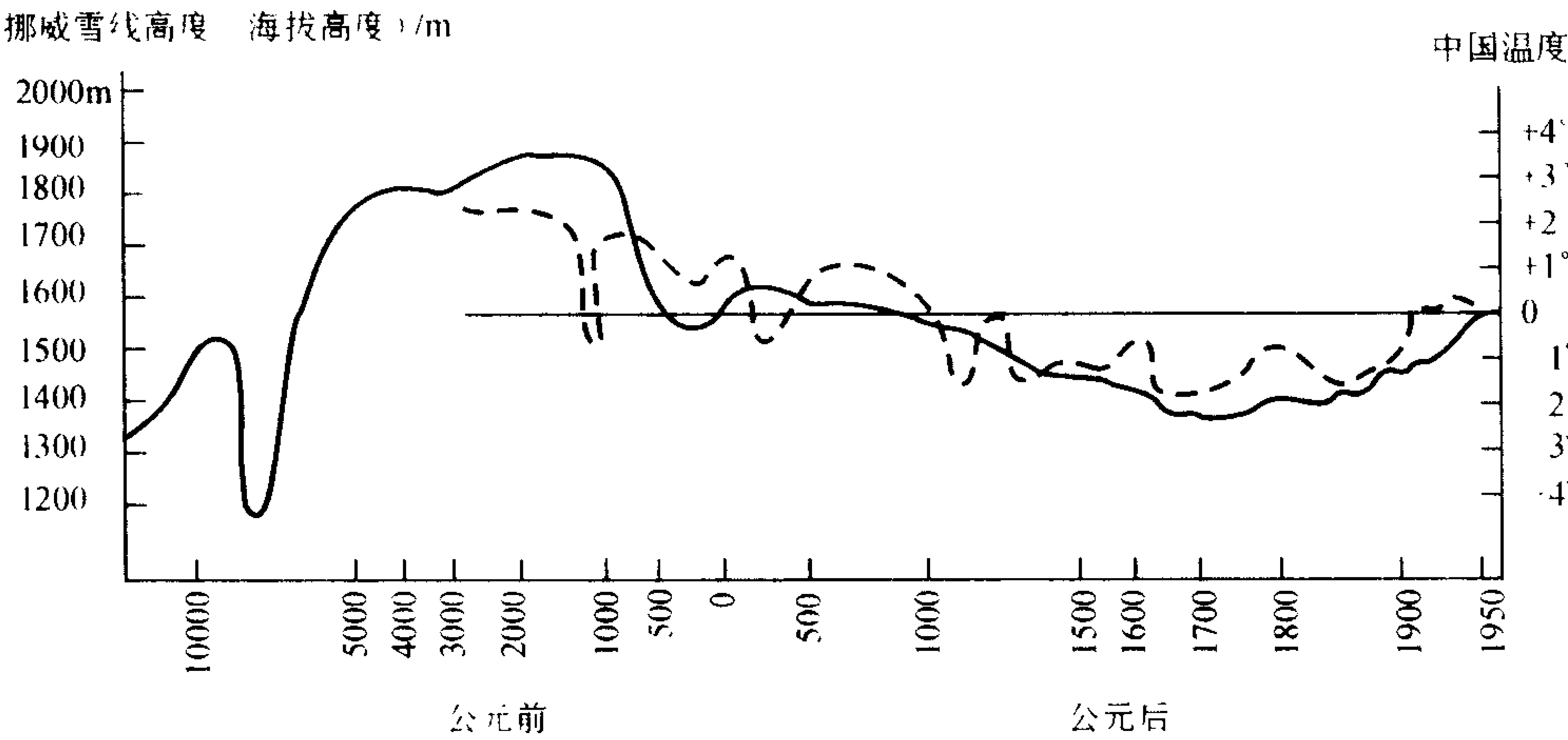


图3－52　1万年来挪威雪线高度和近5 000年来中国气温变化图

根据1万年挪威雪线的变化，有人把历史时期的四次比较寒冷的时期比拟为冰期，每两次寒冷期之间为相对温暖时期。第一次寒冷时期距今约8～9千年，主要冷期在公元前6 300年前后，是末次冰期最近一次副冰期的残余阶段，称为第一新冰期；第二次寒冷时期是公元前5千年～公元前1.5千年的气候温暖时期中出现的一次气候转寒时期，主要寒冷期在公元前3.4千年左右，两半球各山区均出现冰川推进，称为第二新冰期；第三次寒冷时期发生在公元前1千年到公元100年之间，主要寒冷期在公元前1 300～公元前830年之间，称为第三新冰期；第四次寒冷时期是在公元1550年到1850年间，主要寒冷期在公元1725年前后，在欧洲称为“现代小冰期”。小冰期可能是近7 000年来最冷的一段时间，温度比现在低1～2℃。世界各地普遍出现冰进，是20世纪增暖现象的直接背景。

上述四个寒冷时期在图3－52挪威雪线高度中都有很好的反映。每两个寒冷期之间为相对温暖时期。第一温暖时期的主要暖期发生在距今7 000年左右，气温比现代高1～3℃，称为“气候最适宜期”(Climatic Optimum)或全新世高温期。第二温暖时期的主要暖期发生在距今4 000年左右。由于这两次温暖时期之间的寒冷阶段降温幅度较小，往往合称为“全新世大暖期”。第三温暖时期发生在公元900～1 300年之间，被称为“中世纪暖期”或“小气候适宜期”(Little Climatic Optimum)，中纬度气温至少比现代高1℃，海平面比现代高0.5 m。

(三) 近代气候变化

通常指近一二百年间发生的气候变化。这段时期始于小冰期末的冷期中，以后气温上升，在20世纪20～40年代变暖达到高峰，以后气温略有下降，80年代以来再次回暖，故有时统称为

20世纪变暖 尽管存在种种不确定性，人们仍普遍接受近百年全球气温平均上升约0.5℃的结论。全球变暖不仅在时间上不同步，而且在空间上明显具有半球差异、海陆差异和区域差异。从20世纪30年代末到60年代中期，北半球陆地气温基本上呈线性下降了0.2℃，而南半球温度基本保持稳定。海平面温度变化和陆地气温大致相似，但北半球20世纪初的一次约0.1~0.2℃的迅速降温和20世纪50年代到70年代中期的降温，海面温度变化比陆地滞后约5年；而南半球海面温度直到20世纪20年代末基本保持稳定。始于70年代中期的南半球海面温度持续增高前也不像北半球那样有明显降温。气候变暖还有明显的季节差异和纬度差异，冬季增温幅度高于其他季节；高纬度增暖幅度也比低纬度大。

近一百余年来，降水的变化远比温度变化复杂。纬圈环流强盛时高纬度降水增加而低纬度减少，中纬度大陆西岸降水增多、东岸减少；在纬圈环流衰弱时期，中纬度降水增加，高纬度降水减少，中纬度大陆东岸降水增加、西岸降水减少。半球和全球平均降水存在着超过10年时间尺度的明显振荡。如北半球平均降水约从1880年以前开始到1920年左右有明显下降，直到1950年以后逐渐回升，到70年代后期又一次下降；南半球从40年代初开始到70年代中期，有一个较长时段的降水增加。降水变化的季节差异也很明显，如自1940年以来春秋季全球平均降水有明显增加趋势，但夏季北半球降水没有这种趋势。降水变化的区域差异比温度变化差异更大，如非洲撒哈勒地区夏季降水自1950年以来有很大减少，但前苏联大部分地区过去一个世纪中降水逐渐增加。目前，关于降水变化的具体原因尚未达成共识，但长时间尺度的降水变化，应与全球增暖背景下，海洋表面各种过程以及大气环流的变化相适应却是毋庸置疑的。

二、气候变化的原因

许多学者提出了不少假设或理论解释气候变化的原因。归纳起来大致分为两类。一类称为外部因子；一类称为内部因子。下垫面和环绕地球的太空，称为外部因素，气候系统对这些因子没有反馈作用，故又称为气候强迫项。而内部因子主要指系统内部各组分的物理状态，它们之间有复杂的反馈作用。不过，内部与外部因子可以相互转化。例如，海洋内部的温度，在较短时间尺度中，是一种外部因子，但对较长的时间尺度而言必须作为一种内部因子考虑。在气候数值模式中，内部因子是变量，外部因子则作为参数出现。

（一）天文学方面的原因

气候系统之所以发生变化，根本原因是系统的热量平衡受到破坏。太阳辐射是地球接受的唯一外界能源，太阳辐射强度的变化、太阳活动的周期性变化和日地相对位置的变化，都可能成为气候变化的原因。

1. 太阳辐射强度的变化 太阳辐射可能在$10 \sim 10^9$年范围内变化。可见光辐射变化范围一般在0.5%~1.0%之间，最大不超过2.0%~2.5%。太阳辐射的变化主要表现在紫外线到X射线以及无线电波辐射部分，当太阳活动激烈时，这部分辐射将发生强烈扰动。如果太阳辐射变化1%，气温将变化0.65~2.0℃（表3-25）。但气候变化与太阳常数变化间并非线性关系。例如，有的大气环流模拟（AGCM）证实，太阳常数增加2%时地面气温可能上升3℃；但减少2%时，地面气温可能下降4.3℃。有的学者指出，太阳常数减少3%，极冰南界可向南推进约10个纬度。

表 3-25　太阳辐射变化 1% 可能造成的全球平均地面气温变化(据王绍武,1994)

作　者	方　法	年　代	温度变化/℃
Manabe, Wetherald	AGCM	1967	1.2
Будыко	EBM	1968	1.5
Будыко	气候资料	1969	1.1
Будыко	卫星资料	1975	1.1~1.4
Shneider, Mass	行星辐射平衡模式	1975	0.65
Manabe, Wetherald	AGCM	1975	1.5
Cess	卫星资料	1976	1.5
Будыко	气候资料	1977	1.2
North 等	EBM	1983	1.5
Hansen 等	AGCM	1984	2.0
Hansen 等	RCM	1988	0.7
赵宗慈	EBM	1990	1.5

2. 太阳活动的准周期变化　太阳活动是发生在太阳面上的一系列物理过程,如黑子、光斑、耀斑、射电等活动过程的总称。这些过程使太阳辐射的光谱辐射和微粒辐射发生显著变动。太阳活动强烈时,进入地球大气的微粒辐射和紫外线增强,可引起磁暴、电离层扰动、臭氧层变异以及强烈的极光。通常用太阳黑子相对数表征太阳活动的强弱。太阳黑子即太阳光球上的暗黑斑点,有明显的长短不等的准周期变化。其中最著名的为 11 年的基本周期,22 年的海尔周期(磁周),以及 80~90 年的世纪周期等。11 年周期是一个粗略的说法,平均周期应为 11.2 年,变动在 7.3~16.1 年间。黑子相对数量变化的每两个最低值年间为一个周期。1755 年被确定为第一周期(图 3-53),目前正处在 22 周。

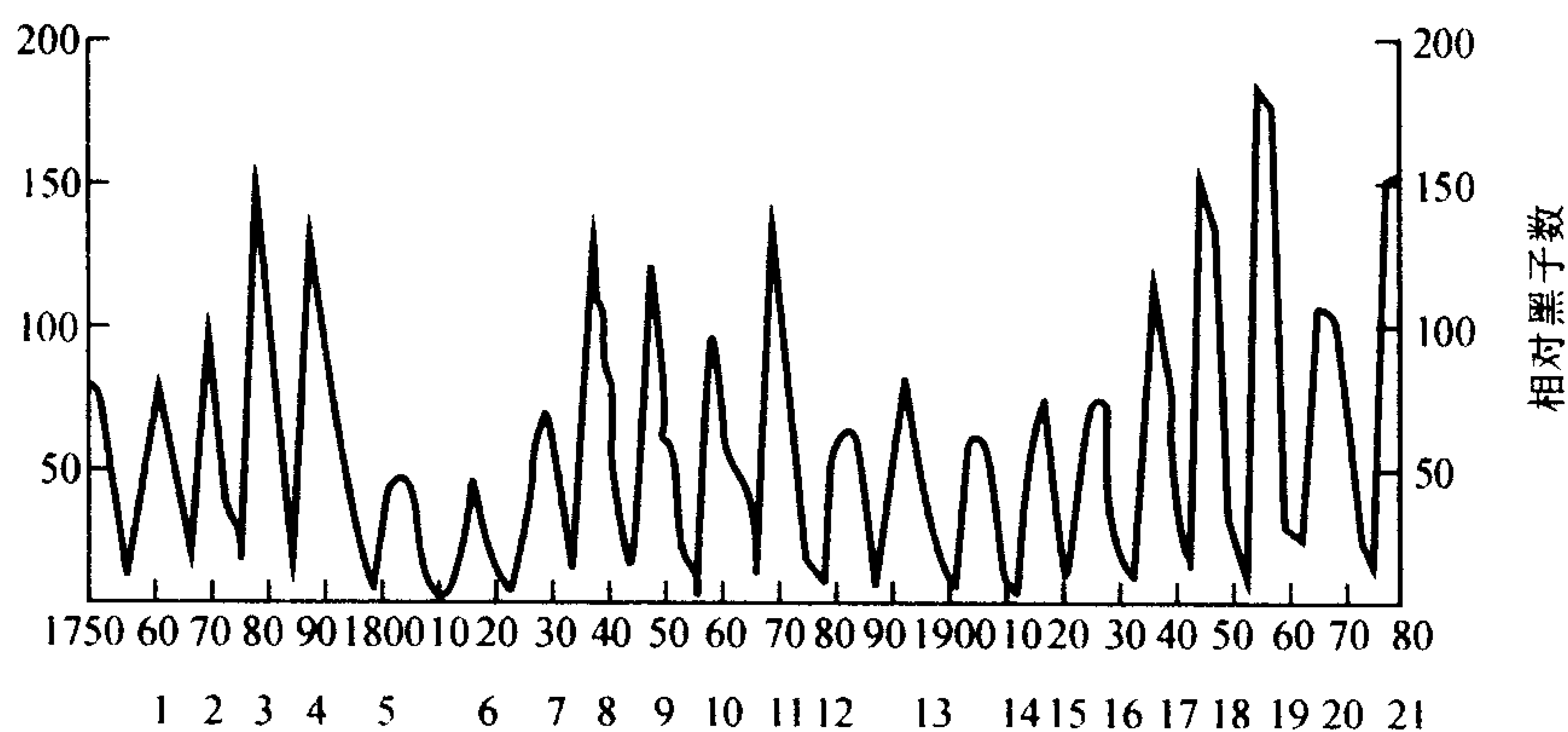


图 3-53　太阳相对黑子数(据本书第二版)

研究表明,太阳活动的准周期变化与气候振动有密切关系。多瑙河、莱茵河、密西西比河乃至长江的洪水记录,都表明洪水有 11 年、23 年、33 年的周期变化,并与黑子活动周期相对应。11 年周期太阳活动最强年与最弱年都比较冷,呈现较明显的双波振动。也存在单波振动。如中欧

春季雨量负距平年份都集中在黑子极值后 1.0~2.1 年。许多研究工作还表明 22 年周期与大气环流、气温、入梅早晚均有关系。此外,格陵兰冰芯同位素分析表明,近 800 年中 80 年周期和 180 年周期占明显优势。地球气候虽然存在 11 年周期,但太阳活动与气候的关系并不很稳定。例如,维多利亚湖的水位在 1889—1924 年间与太阳黑子的正相关达到 0.84,但在 1925 年后突然变为负相关,1925—1936 年相关系数为 -0.42。

3. 地球轨道要素的变化　日地相对位置变化,一般称为地球轨道要素变化。地球公转轨道椭圆偏心率、自转轴对黄道面的倾斜度及岁差均存在长周期变化。地球轨道要素的变化使不同纬度在不同季节接受的太阳辐射发生变化,通常用以解释第四纪冰期与间冰期的交替。1930 年,米兰科维奇综合地球轨道三要素计算纬度 25°,35°,45°,55°,65°过去 60 万年的辐射量与现在的差异。发现距今 23 万年前,65°N 的辐射量同现在 77°N 的辐射量相同,而 13 万年前则与现在 59°N的辐射量相近似。因此,米兰科维奇认为 65°N 夏季太阳辐射强度是冰川形成的决定性因子。

地球公转轨道的偏心率(e)以 96 000 年为周期变化于 0~0.077 之间,现在为 0.017。偏心率导致全球平均太阳辐射的变化与$(1-e^2)^{-\frac{1}{2}}$成比例[$(1-e^2)^{-\frac{1}{2}} \approx 1+0.5e^2$],观测到的偏心率 $e<0.045$,由之产生的平均入射太阳辐射改变率仅为 0.1% ~0.2%。很多气候模式对此改变量都忽略不计。黄赤交角(ε)大约以 41 000 年为一周期,变动于 21.8°~24.4°间,目前是 23.5°,并以每年 0.000 13°的速率减小。黄赤交角控制着辐射量的南北梯度和入射太阳辐射振幅的变化。当其变化于 22°~24.5°范围内时,可使极地夏季辐射量改变 15%左右。黄赤交角小,将导致高纬度降温和热带地区升温;反之则引起高纬区升温和热带地区降温。岁差(π)造成春分点沿黄道向西缓慢移动。春分点约每 21 000 年绕行地球轨道一周,其位置变动可引起四季开始时间的移动和近日点、远日点的变化。大约 1 万年前,北半球冬季处于远日点,近日点出现在夏季;而不是现在的 1 月 3 日或 4 日。上述三个轨道参数的综合效应,可引起夏季高纬度地区入射太阳辐射改变率达 30%。

(二) 地文学方面的原因

地质时期中,下垫面的变化对气候变迁产生了深刻的影响。其中以地极移动(纬度变化)、大陆漂移、造山运动和火山活动影响最大。

1. 地极移动与大陆漂移　据估算,如地球为完全刚体,两极可以移动约 3°;如果不是刚体,而是具有可塑性,则可能移动 10°~15°。极移造成各地纬度变化,势必进而使气候发生变化,但短期内这种变化不可能很显著。

各地质时代海陆分布与现在差别很大,且不断发生变化。由于海陆分布不一样,地表热力分布、大气环流和大洋环流也都有很大差别,从而形成各地质时代不同的气候特征。晚石炭纪之前南半球只有一块位于南极附近的冈瓦纳古陆,北半球则为统一的劳亚古陆。晚石炭纪后,冈瓦纳古陆逐渐分裂并向低纬移动。因此,同一块陆地在不同地质时代具有不同纬度的气候。晚白垩纪海陆分布比较接近现代,但亚欧大陆尚未同阿拉伯半岛和非洲大陆连接,现在的南欧、东欧、中亚和青藏高原还是一片汪洋,当时的亚欧大陆南部自然形成温暖湿润的气候带。当时 60°N 以北的大陆面积远比现在大,北极地区、亚欧大陆和北美大陆北部必然形成比现在更严酷的寒冷气候带。60°N 以南的大陆面积既远小于海洋,也比现代小得多,所以北半球中低纬度气候比较温暖湿润。第三纪海陆分布略似现代,但白令海峡较宽广,有利于洋流通过。到第四纪时,北极在大

陆环绕中已处于半封闭状态，南极大陆已移到南极圈内，终年陷入严寒。

2. 造山运动　地球表面在地质时代经历了一系列准周期性变化，即造山运动。造山运动使本来比较平坦的地球表面变得凹凸不平，从而增加了大气垂直方向上的扰动强度，降水增加。造山运动剧烈时降水增多、极地冰面扩展或云量增加本应使温度降低，但此时地幔向地表放热最多，应使温度升高。两种作用抵消的结果实际温度并无显著变化。直到3千万～5千万年后地幔对流停止，温度才开始降低，加上冰雪反射率的正反馈作用，使得冰期很快到来。因此，冰期总是滞后于造山运动即降水丰期3千万～5千万年。例如，第四纪大冰期与喜马拉雅造山运动有关；石炭－二叠纪冰期与海西运动有关；发生在下寒武纪和元古代的造山运动，对应着5亿年前和7亿～8亿年前的大冰期。

海陆分布对气候变化也有很大影响，尤其是海峡的封锁可使洋流改向。例如，大西洋中格陵兰岛－冰岛－大不列颠岛间的水下高地，因地壳运动有时会露出海面，阻断墨西哥湾流向北进入北冰洋的通道，欧洲西北部失去湾流热量的影响，因而强烈降温。当高地下沉到海底时，湾流进入北冰洋的道路畅通，西北欧气候即转暖。

3. 火山活动　愈来愈多的事实表明，火山活动也是气候变化的重要因素之一。火山爆发喷出大量熔岩、烟尘、二氧化碳、硫化物气体以及水汽。气体和火山灰尘形成的巨大烟柱往往可冲入到平流层下层直至50 km左右，随风系和涡流输送，扩散到大片区域乃至全球，在中高纬度保持最大浓度，最后降落在极地。因此，火山灰尘幕对中高纬度影响最大。火山灰（气溶胶）存留在平流层，使大气混浊度和反照率增大，太阳总辐射减少，地面平均温度相应降低。一次强火山爆发造成的局地降温可达1℃或更高，半球或全球降温则一般不足0.5℃，即使如此，其对气候变化的影响已不容忽视。

据对近1 500年来北半球火山活动资料的分析，火山活动频繁期总是对应冷期，火山沉寂时期对应暖期（图3－54）。例如1550～1900年，特别是1750～1850年的火山喷发活跃期和“小冰期”有一定的对应关系。20世纪20～40年代的暖期，几乎没有强火山爆发。此外，有人还指出，强火山爆发往往激发或促进厄尔尼诺发展。

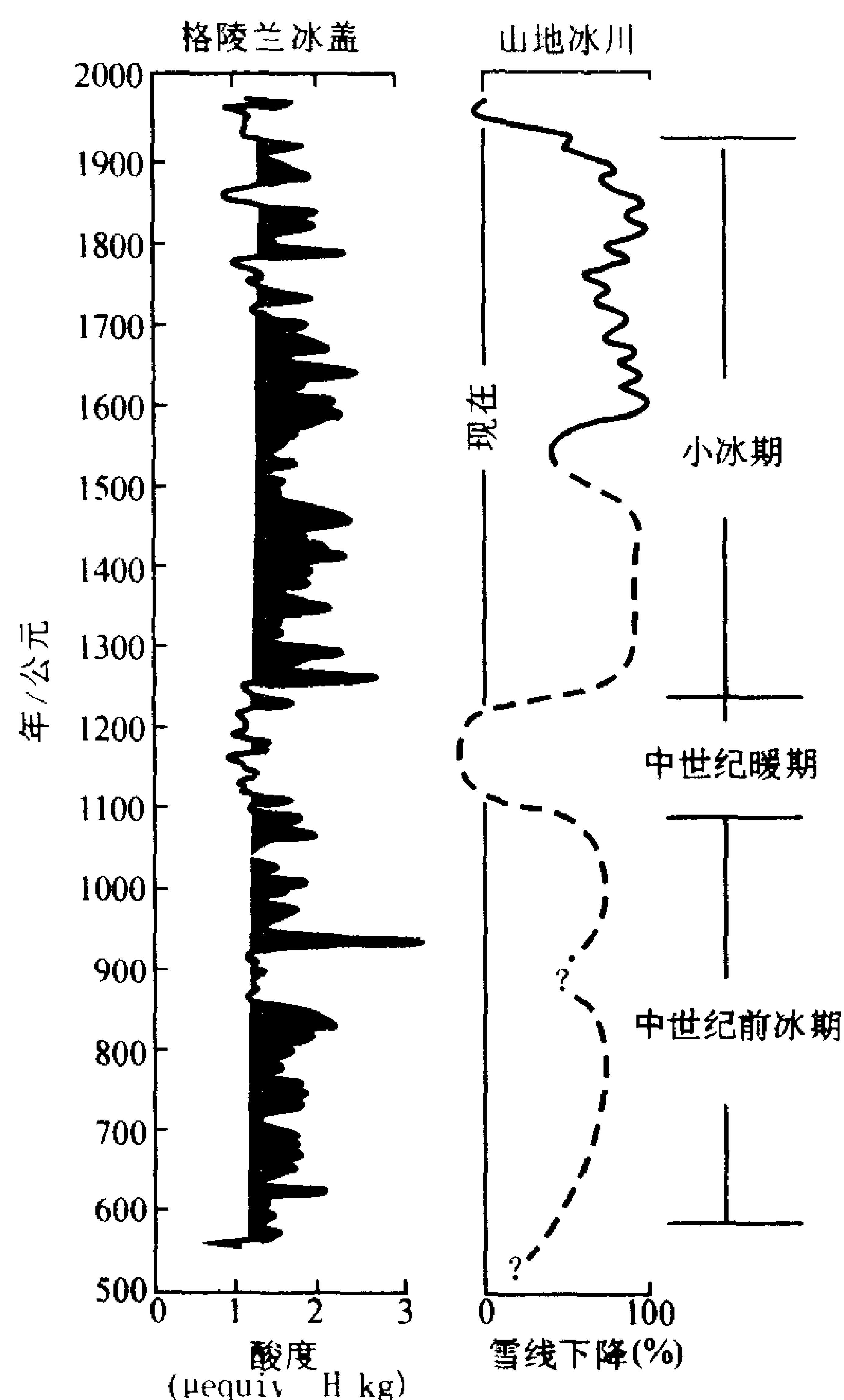


图3－54　格陵兰冰芯酸度（μ相对H^+/kg）及山岳冰川的相对雪线下降（%）（据Porter，1986）

（三）人类活动对气候的影响

人类活动对气候的影响规模与人口有关。公元开始时期，世界人口只有2.5亿；到1650年上升到5亿；1880年上升到10亿；1930年增加到20亿；1975年达到40亿；1999年达到60亿。人口急剧增长使得人类利用自然资源、改变自然环

境的速度和规模迅速增加。最初，主要表现在改变地表面貌，影响下垫面的粗糙度、反照率和水热平衡，从而引起局地气候变化。在工业革命后的200年间，由于滥伐森林、盲目垦荒，人类活动对气候的影响日益广泛和深化。百万甚至千万人口以上的大城市迅速涌现且日益增多，城市建筑物的兴建和道路的铺设使大面积地表成为不透水下垫面，其粗糙度、反射率、辐射性能和水热收支状况发生巨大变化。城市排放的大量废气和余热也大大改变了城市的热状况，因而形成独特的城市气候。同时，城市作为大气污染源和热污染源，正在影响全球气候。

现在，全世界每年消耗数十亿吨燃料，燃烧产生的CO_2、烟尘和工业废气大量扩散到大气中，使大气成分发生变化。1983年的一项调查结果表明，近百年来世界气候变化的主要影响因子，按其重要程度排序为：CO_2浓度变化、城市化、海温变化、森林破坏、气溶胶、荒漠化、太阳活动、O_3、火山爆发及人为加热。由此可见，大气中CO_2的含量的变化已被当做近代气候变化的首要原因。

三、未来气候的可能变化

目前正处于第四纪大冰期中一个相对温暖的副间冰期后期。国际上关于未来气候变化的预测主要有两种截然相反的看法。部分学者认为未来将会变冷，另一部分学者则认为将要变暖。

（一）变冷说

变冷说认为，到20世纪40年代为止，气候变暖业已结束，并倒转为全球变冷。其主要依据是，自20世纪40年代中期开始，特别是60年代以来，北极和近北极高纬地区气候明显变冷。60年代北大西洋冰冻范围扩大，形成了遍及欧洲、美洲、亚洲广大地区数十年未曾出现过的严寒；70年代以来，北大西洋流冰数量较前数十年也明显增多，1972—1973年从格陵兰流入大西洋的冰山群就比以前增加5倍以上，冰山群在大西洋上向南飘流的界限也比以前偏南数百千米。美国的植物生长期比40年代缩短了半个月，北美的山岳冰川不仅不再退缩，反而开始前伸，亚欧两洲也有类似情况。

气候变冷趋势在气候要素值上也有反映。20世纪60年代以来，北半球纬度愈高处降温愈迅速，幅度也愈大。北冰洋中的法兰士约瑟夫群岛60年代冬季平均温度较50年代低近6℃。有人估计这种偏冷趋势可能以数十年为周期，因而还将持续20~30年；有人估计未来二三十年气候比70年代还冷。还有人认为60年代以来的气候变冷是“小冰期”到来的先兆，或者说已进入小冰期的第四个冷期。但实际情况是70年代中期后，北半球气温又迅速回升，80年代上升尤其迅速，以致1988年达到了近百年最暖的程度。

（二）变暖说

认为地球目前正进入一个“超间冰期”，即更为温暖的时期，地球的平均气温将逐渐增加，以致高纬度海冰和积雪融化，造成海面上升。主要依据是人类活动影响气候的范围、程度正在扩大和日趋严重。近代工业迅速发展，使大量温室气体进入大气层中，“温室效应”加剧，使近地层空气增温。据估计，在过去两个世纪里，大气CO_2浓度增加了25%，即其体积分数从1850年的280×10^{-6}增加到1989年的353×10^{-6}。目前仍以每年0.5%的速率增加。

除温室气体外，还有人工热的影响。目前美国大城市中的人工热一般已达到地表吸收的太阳净辐射热的10%~15%；欧洲大城市更达1/3。某些特大城市人工热甚至已超过太阳净辐射

热。莫斯科的人工热已达太阳净辐射热的3倍;纽约曼哈顿区更达到太阳净辐射热的6倍。目前,世界人工热每年约增加5%~6%,长期气候效应不容忽视。

许多气候模拟研究结果指出,公元2100年大气 CO_2 浓度将会加倍,辐射-对流平衡气候模式估计,CO_2 浓度倍增将造成全球平均增温3±1.5℃。而三维气候模式估计的结果是增加2.0~3.9℃(最可信值是2.4℃)。1990年,政府间气候变化专门委员会(IPCC)指出21世纪全球平均温度将以每年0.2~0.4℃的增长率升高。

主要参考书

1. R.G. 巴里,R.J. 乔利著.施尚文译.大气、天气和气候.北京:高等教育出版社,1982
2. 周发琇.大气科学概论.青岛:青岛海洋大学出版社,1990
3. 周淑贞主编.气象学与气候学(第三版).北京:高等教育出版社,1997
4. 潘守文等.现代气候学原理.北京:气象出版社,1994
5. 王绍武.气候系统引论.北京:气象出版社,1994
6. 中国科学技术蓝皮书,第5号.气候.北京:科学技术文献出版社,1990
7. 张家诚著.气候与人类.郑州:河南科学技术出版社,1988
8. 谭冠日.气候变化与社会经济.北京:气象出版社,1992

第四章 海洋和陆地水

水是地球表面分布最广和最重要的物质，并作为最活跃的因素始终参与地球地理环境的形成和发展过程，在所有自然地理过程中都不可或缺。拥有由大量水体组成的水圈，使地球在太阳系九大行星中显得与众不同，得天独厚。正是因为有水，我们星球的地理环境才变得丰富多彩，充满生机。

第一节 地球水循环与水量平衡

一、地球上水的分布

地球上除了存在于各种矿物中的化合水、结合水，以及深部岩石所封存的水分以外，海洋、河流、湖泊、地下水、大气水分和冰，共同构成地球的水圈。其中海洋是水圈的主体，其面积约占全球表面积的71%，地球上的水有97%以上在海洋中。陆地水虽然相对少得多，但在自然地理环境中仍然是重要的组成部分。

关于地球的总水量，有许多不同的估计，表4－1a是其中的一种。1970年国际水文学会认为地球上水的总体积接近15×10^8 km^3，并且把各部分水量在地球表面上的平均深度，定义为它们的当量深度，据估计，海水当量深度约为2 700～2 800 m，冰和雪约为50 m，地下水大约15 m，陆地水0.4～1 m，大气中平均水汽含量的当量深度为0.03 m。

UNICEF提出了另外一组数据，即海水总量13.5×10^8 km^3；大气水分13 000 km^3；河流、湖泊与湿地207 000 km^3；雪与冰27 000 km^3；土壤水45 000 km^3；地下水8.2×10^6 km^3。其中雪与冰的数字明显偏小，竟不及国际水文学会公布数字的10%。我们只能猜测其中或未含大陆冰盖，或少一个零(图4－1)。

表4－1b代表一种原生海洋观念，即认为距今40亿年前地球上就已存在海洋，但当时其平均深度仅有40 m，虽然面积比现代海洋多40%，水量却只及现在海水的1.49%。大约20亿年前，海水增加到接近现在的一半，10亿年前增加到相当于今天的78%，5亿年前增至现在的90%。根据克林格估算，现代大洋体积为1.34×10^9 km^3，与表4－1a所列相差就很小了。

有报道说，现在每年仍有660 km^3的水从地幔溢出进入地表。同时，陨石和宇宙尘每年还带给地球约1.5 km^3水。1995年波拉卫星升空后发现每天都有数千个小屋子一样大的"雪球"落入地球高空1 000～20 000 km处被分解为云，最终成为地球水量来源。据估计，仅这一部分水，每1万～2万年就可使地球海平面升高3 cm。

表 4-1a 地球的水量估计

	水量/km^3	占总水量/%
淡水湖	125 000	0.009
河流	1 250	0.0001
土壤水和渗流水	67 000	0.005
地下水	8 350 000	0.61
盐湖和内陆海	104 000	0.008
冰盖和冰川	29 200 000	2.41
大气水分	13 000	0.001
海洋	1 370 000 000	97.3

表 4-1b 水圈和大洋主要参数的变化(据 P.K. 克林格,1980)

时间 /10 亿年	大洋体积 /10^9 km^3	大洋面积 /10^6 km^2	大洋深度 /km	大洋平面相对于现代大洋平面/km
-4.0	0.02	509	0.04	-2.49
-3.5	0.09	508	0.18	-2.40
-3.0	0.22	506	0.44	-2.25
-2.5	0.42	504	0.83	-1.97
-2.0	0.63	499	1.26	-1.50
-1.5	0.86	488	1.76	-1.00
-1.0	1.04	462	2.25	-0.62
-0.5	1.20	418	2.87	-0.32
0.0	1.34	361	3.71	0.00

二、水循环与水量平衡

(一) 水循环

地球上的水从来不是静止不动的,而是不断通过运动和相变从一个地圈转向另一个地圈,或从一种空间转向另一种空间。水循环是一个复杂过程,但蒸发无疑是其初始的、最重要的环节。海陆表面的水分因太阳辐射而蒸发进入大气。在适宜条件下水汽凝结发生降水。其中大部分直接降落在海洋中,形成海洋水分与大气间的内循环;另一部分水汽被输送到陆地上空以雨的形式降落到地面,出现三种情况:一是通过蒸发和蒸腾返回大气。二是渗入地下形成土壤水和潜水,形成地表径流最终注入海洋。后者即是水分的海陆循环。三是内流区径流不能注入海洋,水分通过河面和内陆尾闾湖面蒸发再次进入大气圈(图 4-1)。

各种形式的水在循环中以不同周期自然更新。水的赋存形式不同,更新周期差别也很悬殊。多年冻土带的地下冰和极地冰盖更新周期最长,约需 1 万年左右。海水更新则需 2 500 年,山岳

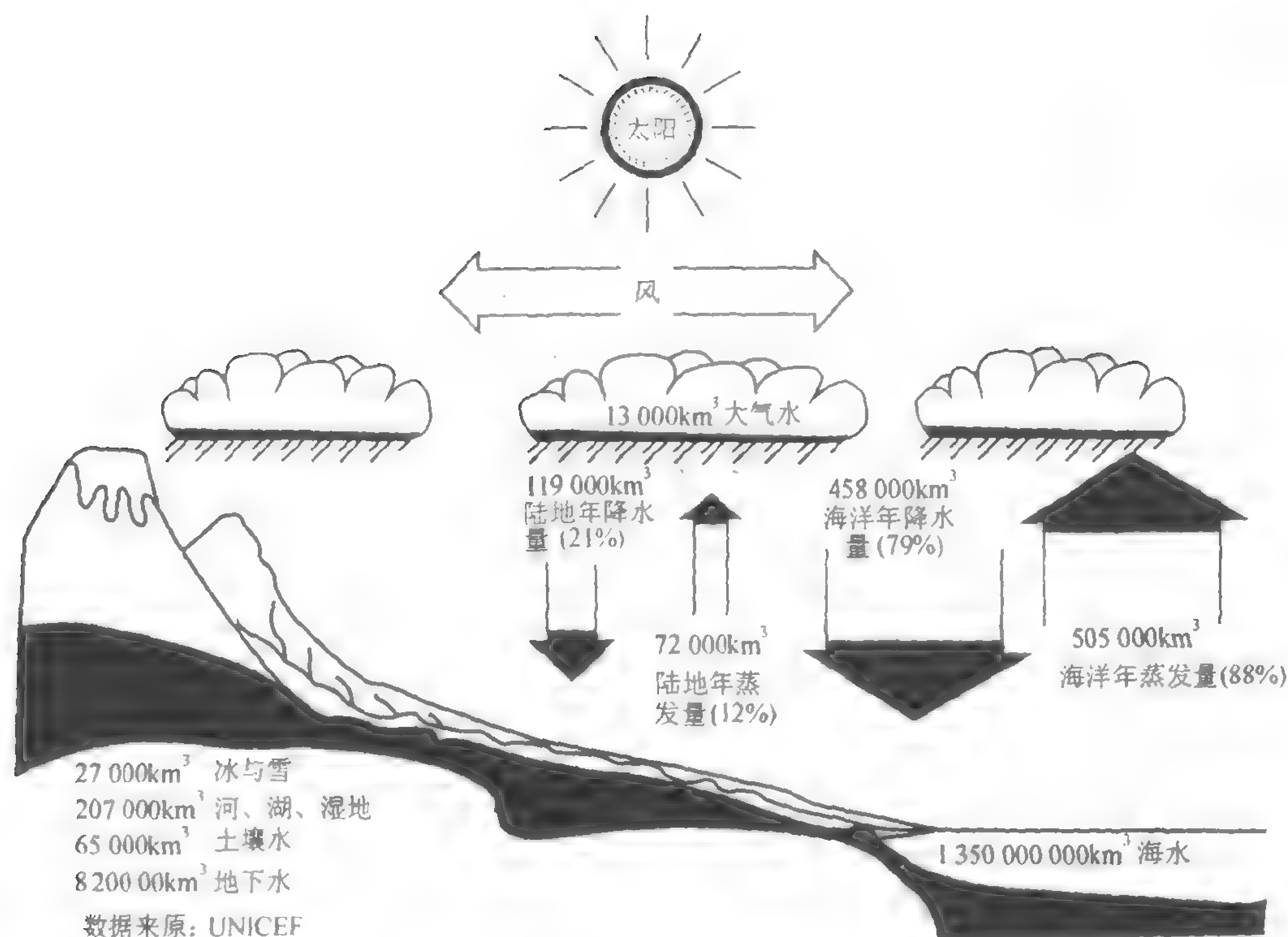


图 4-1 全球水循环过程和数量(John Mbugua et al.1995)

冰川视其规模不同约需数十年至 1 600 年，深层地下水 1 400 年，较大的内陆海 1 000 年，湖泊数年至数十年，沼泽 1～5 年，土壤水 280 天至 1 年，河川水 10～20 天，大气水 8～9 天，生物水则仅需数小时。

水循环使各种自然地理过程得以延续，也使人类赖以生存的水资源不断得到更新从而永续利用。因此，无论对自然界还是对人类社会都具有非同寻常的意义。

(二) 水量平衡

水量平衡是水循环的数量表示。依据质量守恒定律，全球或任一区域水量都应保持收支平衡。高收入则高支出，低收入则低支出。降水量、蒸发量和径流量作为水循环的三个重要环节，同时也是水量平衡的三个重要因素。因此，全球水量平衡方式可写成

$$\bar{P}_c + \bar{P}_o = \bar{E}_c + \bar{E}_o$$

式中，$\bar{P}_c$ 为大陆降水量；$\bar{P}_o$ 为海洋降水量；$\bar{E}_c$ 为大陆蒸发量；$\bar{E}_o$ 为海洋蒸发量。

方程式表达非常明确，全球降水量等于全球蒸发量。

近年人们日益关注淡水资源问题。年平均大洋淡水平衡方程式为：

$$P + R - E = 0$$

$$\text{或 } P + R = E$$

即大洋年降水量加入海径流量等于大洋年蒸发量。这个方程式告诉我们，人为地大规模减少入海径流量，可能破坏淡水平衡。

从 20 世纪初的布吕克纳开始，已有许多学者进行过全球水量平衡研究。其中，布德科于

1955、1963、1970 和 1974 年先后四次提出其估算结果；于斯特（1922，1936 年）和李沃维奇（1945，1969 年）也分别进行了两次估算。各学者估算的结果差别很大，同一学者前后提供的数据也颇不一致。例如，陆地年降水量变化于 665 ~ 819 mm 间；陆地年蒸发量变动于 343 ~ 651 mm 间；陆地径流量变化于 168 ~ 322 mm 间；大洋降水量变化于 670 ~ 1 270 mm 间；大洋蒸发量变动于 756 ~ 1 400 mm 间。而全球降水量 = 蒸发量则变化于 690 ~ 1 130 mm 间。

J.R. 梅特 1970 年的估算数据曾一度被广泛引用（表 4 - 2），但 UNICEF 公布的数据则是：海洋年降水量 458 000 km^3，海洋蒸发量 505 000 km^3，陆地降水量 119 000 km^3，陆地蒸发量72 000 km^3（图 4 - 1）。

表 4 - 2　全球年水量平衡

因　　素	水　　量 /km^3
海洋降水量	382 000
海洋蒸发量	419 000
陆地降水量	106 000
陆地蒸发量	69 000
进入海洋的径流量	37 000
来自陆地蒸发的陆地降水量	12 000
来自海洋蒸发的陆地降水量	94 000
来自陆地蒸发的海洋降水量	57 000
来自海洋蒸发的海洋降水量	325 000

从全球水量平衡中，可以看出：

1）海陆降水量之和等于海陆蒸发量之和，说明全球水量保持平衡，基本上长期不变。

2）海洋蒸发量提供了海洋降水量的 85% 和陆地降水量的 89%，海洋是大气水分和陆地水的主要来源。

3）陆地降水量中只有 11% 来源于陆地蒸发，说明大陆气团对陆地降水的作用远远不及海洋气团的作用。

4）海洋蒸发量大于降水量，陆地蒸发量小于降水量。海洋和陆地水最后通过径流达到平衡。

顺便提一下，我国的水量平衡要素中，年降水量为 643 mm，年径流量 271 mm，年蒸发量为 372 mm，前者为后两者之和，但我国外流区降水量、径流量和蒸发量分别为 896，407 和 489 mm，而内流区相应数据仅为 197，33 和 164 mm，水量平衡水平显而易见低于外流区。

无论是在海洋上或陆地上，不同纬度的降水量和蒸发量都有差异。图 4 - 2 表示按纬度 10°划分的实际降水和蒸发的分配。上面两条曲线表示全球降水和蒸发的纬度分布，下面两条曲线表示陆地降水和蒸发的纬度分布。上下两条降水曲线间的面积代表海洋降水量，上下两条蒸发曲线间的面积代表海洋蒸发量。

图 4 - 2 表明赤道地区，特别是 0° ~ 10°N 一带水分过剩。相当于副热带高压区的 10° ~ 40°N 和 S 间蒸发超过降水，而南半球比北半球更显得水分不足。40° ~ 90°，两个半球的降水又超过蒸

发,出现水分"过剩",南半球更为突出。两极地区降水和蒸发量均少。有必要特别指出,这里的所谓"过剩"、只是表示水量平衡水平高,而不是意味着有任何水的积累。水分不足的纬度区域、也不会出现负平衡,只不过收支都少而已。

人类主要生活在陆地上。各种生产活动、尤其是农业生产紧密地依赖于水分的正常供应。所以,陆地上特别是某些干旱地区的水量平衡,尤其值得重视。很早以前,人类就已经广泛地利用地表水和地下水来发展灌溉或航运;近代还进行人工增雨、海水蒸馏淡化、远程引水,甚至设想利用极地冰,以补充某些地区水的不足,也就是提高其水量平衡水平。

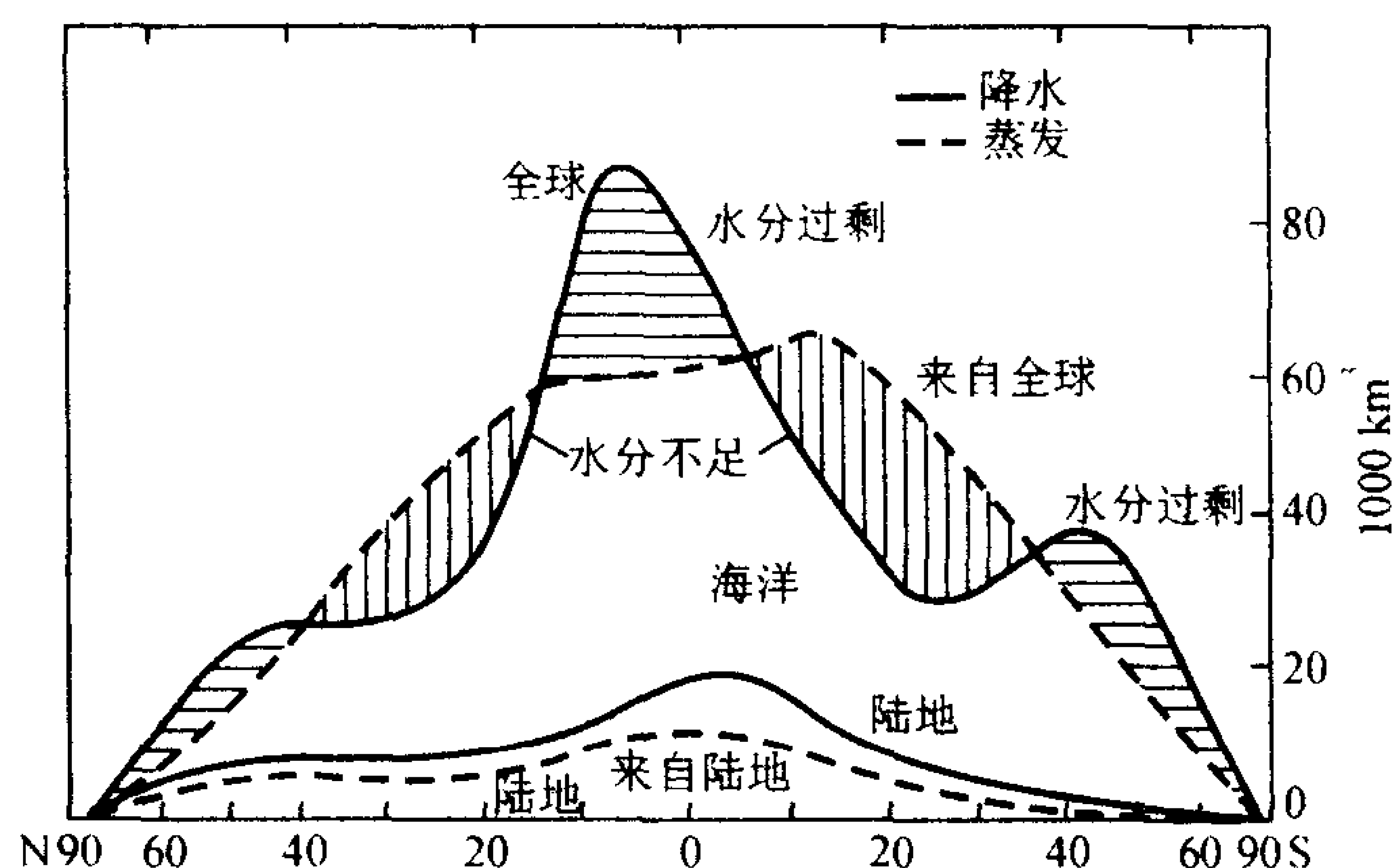


图 4-2 全球降水与蒸发的纬度变化(据 R.Mather)

第二节 海洋起源与海水理化性质

一、海洋的起源

关于海洋的起源有多种假说。一种认为洋壳是原生的,地球形成初期大洋就已存在。另一种假说认为泛大陆分离时海底扩张形成了洋壳。还有一种假说认为熔融岩浆侵入地壳并溢出地表冷凝,因其密度大,导致其下伏地壳沉入上地幔,最终形成洋壳。至于海水,各种假说都倾向于来自地壳和上地幔的观点。

我们已经知道洋壳比陆壳薄得多,而大洋盆地是全球地势最低处。因此,要认识海洋的起源,就必须了解大洋化过程,即地壳变薄、洋盆形成和海水聚集过程。

地台型地壳(陆壳)是大洋化的最佳场所,冈瓦纳古陆上形成了印度洋,北美地台与冈瓦纳残片之间形成了大西洋,就是鲜明例证。此类地壳下界的莫霍面附近温度普遍高达 500℃,水不断从地壳下部向上"泵出",于是发生含水超基岩的脱蛇纹石化过程,古地台陆壳逐渐被改造成为深水盆地薄洋壳(5~7 km),这可能是大洋化的一种机理。第二种机理是大洋化区域原有温度较高,开始发生脱花岗岩作用。花岗岩质成分被带到新生地壳上部,即带到水中,因此被改造的地壳继续变薄。

地壳大洋化需要充足的能源。地幔的放射性衰变产生的热量正好提供了这种能源。地幔因放射性元素衰变而被加热，并以1.4亿~1.7亿年为周期发生熔化循环，形成于300~500 km深处的熔融带逐渐上升，上部通过莫霍面而达到30 km深处，使陆壳下部也处于熔融状态。此时，地壳大量吸收热能，这些热能需经过1 000万~1 500万年才能释放到宇宙空间。熔融层上部沉降到莫霍面以下，直到50~80 km深度处，大洋化才告终止。但地幔中的熔融区还将在一段时间内继续存在。未熔玄武岩从地幔中溢流到洋壳表面，呈薄壳状覆盖于洋壳上。

在大洋化过程中，蛇纹岩中的结合水在550℃温度下上升到地表，成为大洋水的重要来源。如果温度达到550~700℃，台壳上部将发生选择性熔化，已经变薄的地壳的化学成分将进行再分配。放射性元素总量在地壳大洋化前后没有显著变化，古地台和大洋中的热流仍处于均衡状态。

二、世界大洋及其区分

地球表面连续的广阔水体称为世界大洋。世界大洋分为四部分，即太平洋、大西洋、印度洋和北冰洋。太平洋是世界第一大洋，南北最大距离可达17 200 km，其面积占世界大洋总面积的一半。太平洋不仅最大，也最深，世界上最深的马里亚纳海沟(11 022 m)即位于太平洋西部。大西洋位于欧、非大陆与南北美洲之间，大致呈S形，面积和平均深度均居世界第二。印度洋是第三大洋，大部分位于热带和南温带地区，其东、北、西三面分别为大洋洲、亚洲和非洲，南临南极大陆。北冰洋位于亚欧大陆和北美洲之间，大致以北极为中心，是四大洋中面积最小的一个，所以有人把它看作由大西洋向北延伸形成的"地中海"。

从南美合恩角沿68°W线至南极洲，是太平洋与大西洋的分界线。从马来半岛起通过苏门答腊、爪哇、帝汶等岛、澳大利亚的伦敦德里角，沿塔斯马尼亚岛的东南角至南极洲，是太平洋与印度洋的分界。从非洲好望角起沿20°E线至南极洲，是印度洋与大西洋的分界。北冰洋则大致以北极圈为界。

世界大洋四部分的面积和平均深度如表：

大　洋	面积/10^6km^2	平均深度/m	最大深度/m
太平洋	179.679	4 028	11 034
大西洋	93.369	3 626	9 218
印度洋	74.917	3 897	9 074
北冰洋	13.100	1 296	5 449

显然，洋的主体应该是指远离大陆，面积广阔，深度大，较少受大陆影响，具有独立的洋流系统和潮汐系统，物理化学性质也比较稳定的水域。但是，也有一些非常有趣的例外。我国东南沿海省份某些很小的海域也被称为洋，如广东深圳珠海间有伶仃洋，浙江温州湾以东有洞头洋，舟山群岛周围有大戢洋、嵊山洋、黄泽洋、岱衢洋、灰鳖洋、黄大洋、美鱼洋、大目洋、猫头洋，等等。这类水域名称反映了我国沿海人民对洋的早期理解，无碍于我们现在对"洋"作新的解释。

三、海及其分类

大洋的边缘因为接近或伸入陆地而或多或少与大洋主体相分离的部分称为海。海的存在总是与陆地，包括大陆和岛屿对大洋的分隔相联系的。所以，海从属于洋，或者说是洋的组成部分。据国际水道测量局统计，各大洋中共有54个海(包括某些海中之海)。海的面积和深度都远小于洋；河水的注入使海的许多重要特征，如海水物理化学性质、生物发育状况等均有别于洋；此外，海基本上没有自己独立的洋流系统和潮汐，也不具有洋那样明显的垂直分层。依据海与大洋分离的情况和其他地理标志，可以把海分为下列几种类型：

(1) 内海，或称地中海：四周几乎完全被陆地包围，只有一个或多个海峡与洋或邻海相通。它位于一个大陆内部或两个大陆之间。地中海、红海、黑海、波罗的海、渤海等，都是内海。

(2) 边缘海：位于大陆边缘，以半岛或岛屿与大洋或邻海相分隔，但直接受外海洋流和潮汐的影响。白令海、鄂霍次克海、日本海、黄海、东海和南海等，均为边缘海。

(3) 外海：虽位于大陆边缘，但与洋有广阔联系的海，称为外海。如阿拉伯海、巴伦支海等。

(4) 岛间海：大洋中由一系列岛屿所环绕形成的水域，称为岛间海。如爪哇海、苏拉威西海等。

四、海水的组成

(一) 海水的化学成分

海水是含有多种溶解固体和气体的水溶液，其中水约占96.5%，其他物质占3.5%。海水中还有少量有机和无机悬浮固体物质。氢和氧是海水中最主要的化学成分。天然元素在海水中已发现约80种，但是其含量差别很大。通常把每升海水中含100 mg以上的元素，叫常量元素，不足100 mg的叫微量元素。所有常量元素都已经过精确测定，微量元素经过测定的也达到40余种。海水的主要盐分见表4-3。

表4-3　海水的主要盐分

元素	浓度/mg/L	元素	浓度/mg/L
Cl	18 980	B	4.6
Na	10 561	Si	3
Mg	1 272	F	1.3
S	884	Li	0.17
Ca	400	I	0.06
K	380	Mo	0.01
Br	65	U	0.003
C	28	Ag	0.000 04
Sr	8	Au	0.000 004

海水中的溶解气体主要是氧和二氧化碳。在海水上层的光亮带，这种气体接近饱和程度。由于表层与深层海水经常发生混合，深海中也含有一定数量的溶解气体，这是底栖生物能存在的原因之一。

（二）海水的盐度和氯度（S‰，Cl‰）

海水运动使不同区域中海水主要化学成分含量的差别减小到最低限度，因而其含量具有相对的稳定性。海水的这一性质是建立盐度、氯度和密度相互关系的基础。根据这一性质，可以通过任何一种主要盐分的含量估算其他所有主要成分的含量。

海水盐度是指海水中全部溶解固体与海水重量之比，通常以每千克海水中所含的克数表示。海水的主要溶解固体含量是稳定的，可以利用其中的一种元素作为衡量其他元素和盐度的标准。氯离子大约在海水的溶解固体中占55%，含量大且较易准确测定。每千克海水中所含氯的克数，称海水的氯度。标准海水的氯度为19.381‰。知道了氯度，可按克努森式计算盐度：

$$盐度 = 0.03 + 1.805 \times 氯度$$

近年来国际上多采用 S‰ = 1.806 5Cl‰的公式，精确度更高。

大洋盐度一般在33‰～37‰之间，因受降水、蒸发和入海径流的影响而发生区域变化。高纬区，雨量特别充沛的赤道带和有巨大河流入海的沿岸区盐度一般低于33‰，蒸发量很大的红海，则可达到甚至超过40‰。在南北纬度40°之间，赤道带附近盐度最低，而两个副热带高压带盐度最高。深层和底层海水一般为34.6‰～35‰，变幅很小。以P代表降水量，E表示蒸发量，可依据下列经验公式计算任一地的海面盐度。

$$盐度 = 34.6 + 0.017\,5(E - P)$$

五、海水的温度、密度和透明度

（一）海水的温度

海水的温度决定于其热量收支状况。太阳辐射是海水最主要的热量来源。大气对海面的长波辐射，海面水汽凝结，暖于海水的降水和大陆径流，以及地球内部向海水放出的热能，也是海水热量来源。海水热量消耗则以海面蒸发为主，此外，海面向空气的长波辐射和海面与冷空气的对流热交换，也可使海水消耗热量。海洋表层接收太阳热能后，可通过热传导和海水运动传播至深处。

海水温度有明显的季节变化和日变化。水温季节变化主要取决于太阳辐射的季节变化，季风和洋流也有一定影响。北半球大洋中最低温度出现在冬季（2～3月），最高温度出现在夏季（8～9月）。温带海洋水温季节变化最为明显。图4－3表示温带海洋中，冬季海水中普遍存在混合层（等温层），春季形成较弱的温度梯度，夏季温度梯度增大，入秋后表水温度降低，混合层愈来愈深，于是形成一个突出的变温层。

太阳辐射的日变化是水温日变化最主要的原因。天气状况也有一定的影响。最低水温通常出现在4～8时，最高水温出现在14～16时，日较差不超过0.4℃，并且一般只表现在深度10～20 m以内的水层中。在晴天或静风时，或在邻近大陆的浅海区，日较差可超过1℃。

海水表层平均温度变化于－1.7～30℃间，最高水温出现在赤道以北，称为热赤道。水温从热赤道向两极逐渐降低；由于陆地集中于北半球，故北半球海水等温线分布不规则，而南半球等

温线近似平行于纬线。同时，北半球水温略高于南半球同纬度水温；不同温度性质的洋流交会处，海水温度梯度最大，等温线特别密集。

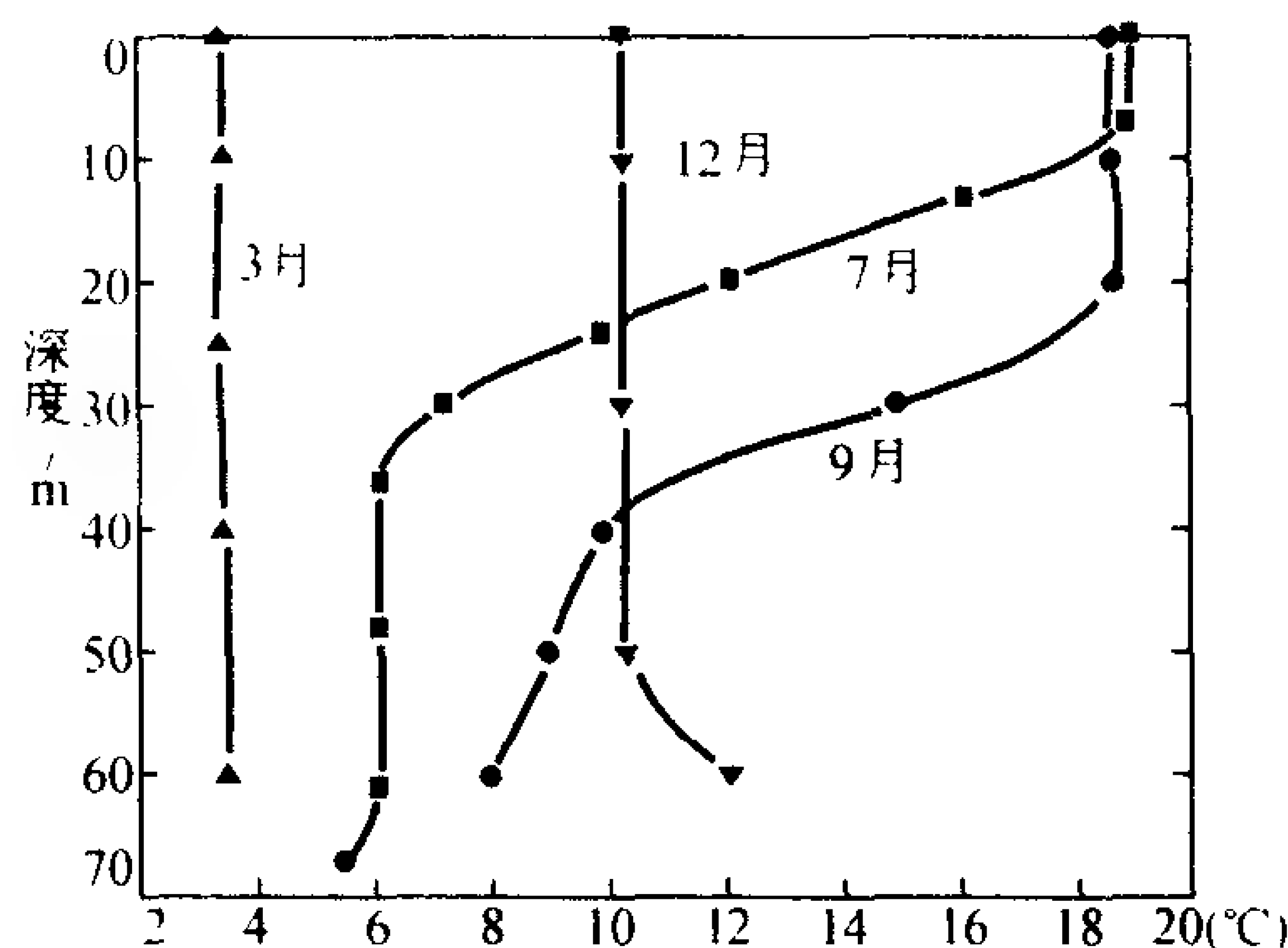


图 4－3　西大西洋浅海水温季节变化（据 Kendeigh）

（二）密度

单位体积中的海水质量就是海水的密度 ρ，单位是 g/cm³。海水密度值约为 1.022～1.028。它是温度、盐度和压力的函数。温度升高时密度减小，盐度增加时，密度增大。

纯水密度在温度 4℃时最大，海水最大密度的温度则随盐度增加而降低。结冰温度也随盐度增加而降低，但比较和缓。当盐度为 24.7‰时，最大密度的温度与结冰温度均为－1.332℃通常情况下海水盐度为 34.6‰，所以，最大密度的温度比结冰温度低。

（三）颜色与透明度

海水的颜色决定于海水对阳光的吸收和反射状况。太阳光中的红光、橙光和紫光进入海水后，在水深 20 m 以内即被吸收。绿光、黄光伸入略深，极少量蓝光能伸进 1 000 m 以上。射入海水的光线除被吸收外，还要受到悬浮微粒和水分子的散射，最后只剩下蓝光，所以海水呈现蓝色。浮游生物也吸收和反射太阳光，因而，生物丰富的海水和没有生物的海水颜色不同。沿岸海水多呈绿、黄和棕色，部分原因便是由于生物丰富和河水带来泥沙所致。

海水透明度以直径 30 cm 的白圆盘投入水中的可见深度来表示。海水颜色、悬浮物质、浮游生物、海水涡动、入海径流，甚至天空的云量都对透明度有影响。一般愈近大陆透明度愈低，愈近大洋中部透明度愈高。大西洋中部马尾藻海表层缺乏上涌海水带来的营养盐分，浮游生物极少，因而颜色最蓝，且透明度最大，约为 66.5 m。黄海只有 3～15 m。

第三节　海水的运动

一、潮汐与潮流

（一）潮汐现象与引潮力

由月球和太阳的引力引起的海面周期性升降现象，称为潮汐。海面升高，海水涌上海岸，叫涨潮。海面下降，海水从岸上后退，叫落潮。涨潮时海水面最高处称为高潮，落潮时海水面最低

处称为低潮、高潮与低潮的高差,即是潮差。潮差是以朔望月为周期变化的。潮差最大时,叫大潮,潮差最小时叫小潮。

根据万有引力定律,两物体相互吸引的力与其质量成正比而与其距离的平方成反比。月球质量虽小但距地球很近,太阳质量虽大但距地球太远,所以月球对地球的引力要比太阳的引力大一倍多。地球中心所受的引力是这两种引力的平均值,而地球上任何地点所受到的月球和太阳的引力,同这一平均值比较,大小有差别,方向也不同。正是这一引力差使海面发生升降,所以称为引潮力。引潮力是在地球朝向月球和太阳的一面和背向的一面同时发生的。朝向月球和太阳一面形成的潮汐,称顺潮,背向月球和太阳一面的潮汐,称对潮。

由于地球的自转,海岸上同一地点一日内向着月球和太阳与背着月球和太阳各一次,所以,一日之内应发生两次涨落潮,高低潮相隔的时间应为6小时。但因月球引潮力比太阳引潮力大,而地球上的一个太阴日,即月球随着地球绕太阳公转的一日是24时50分,所以实际上高低潮的间隔约为6小时13分。由于月球绕地球转动,在一个朔望月(29.5日)内,太阳、地球、月球相互位置的变化相应地引起潮汐的周期变化(图4-4)。顺潮和对潮使海岸上同一地点产生两次大潮和两次小潮。朔日(农历初一)和望日(农历十五),太阳、月球和地球的中心几乎在一条直线上,地球受到的引潮力相当于月球与太阳引潮力之和,潮水位特别高,成为大潮。上弦(农历初八)和下弦(农历二十三)日,三个星体的中心几乎成一直角位置,地球受到的引潮力相当于月球和太阳引潮力之差,潮水位不高,成为小潮。实际观察到的大小潮并不一定在朔望和上下弦日,而多少有所滞后,例如我国沿海的大潮多发生于农历初三和十八。

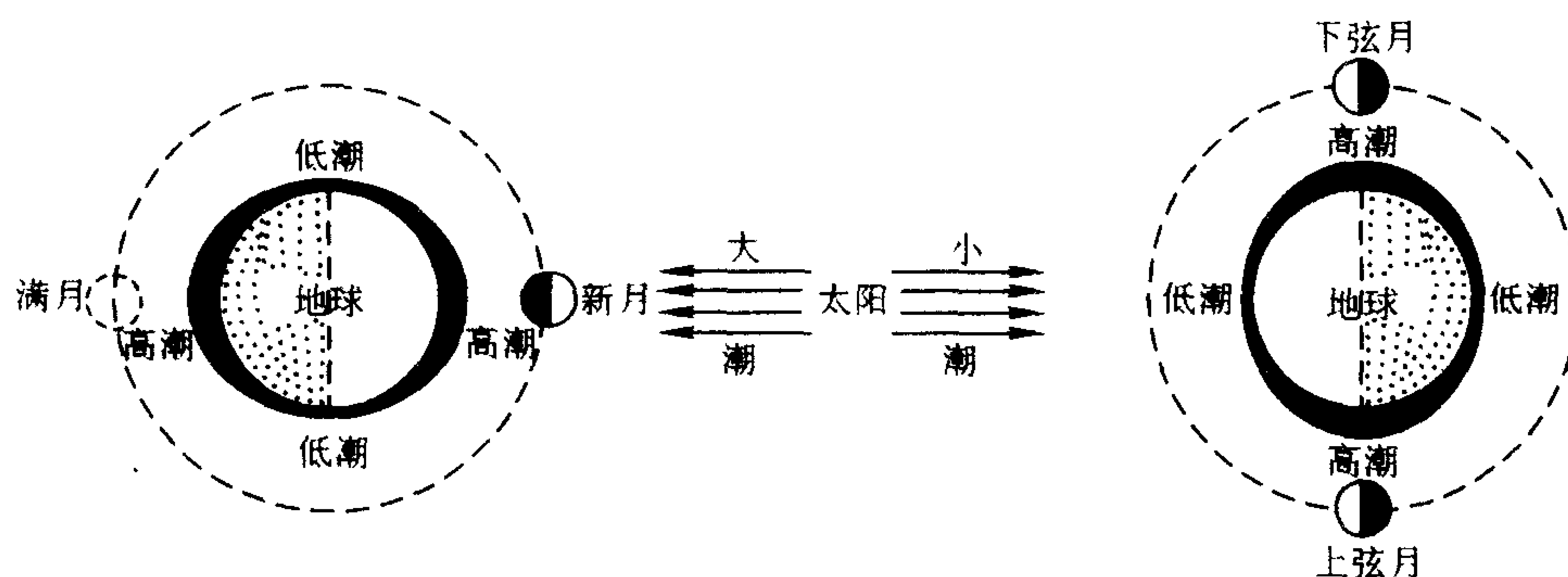


图4-4 朔望月内的潮汐变化

因为月球轨道面与黄道面成5°9′的夹角,而地球赤道和黄道面成23°27′的夹角,所以月球轨道不会超过地球28°36′N和S,潮汐从低纬向高纬减小,两极地区不再有大潮和小潮的区别。

根据潮汐的周期变化,基本上可以分为半日潮、混合潮和全日潮三种类型。半日潮一天有两次高潮和低潮,相邻两次高潮或低潮的潮位和涨、落潮的时间相差不多;混合潮一天虽有两次高潮和低潮,但潮位和涨、落潮时间有很大差别;全日潮是大多数日期一天有一次高潮和低潮。

(二)潮流

海水受月球和太阳的引力而发生潮位升降的同时,还发生周期性的流动,这就是潮流。潮流也分为半日潮流、混合潮流和全日潮流三种。若以潮流流向变化分类,则外海和开阔海区,潮流流向在半日或一日内旋转360°的,叫做回转流;近岸海峡和海湾,潮流因受地形限制,流向主要在

两个相反方向上变化的，叫做往复流。此外，涨潮时流向海岸的潮流可叫做涨潮流，落潮时离开海岸的潮流可叫做落潮流。

潮流在一个周期里出现两次最大流速和最小流速。地形愈狭窄，最大与最小流速的差值愈大。潮流的一般流速为 4～5 km/h，但在狭窄的海峡或海湾中，如我国的杭州湾，时速可达 18～22 km。往复流最小流速为零时，称为“憩流”。憩流之后，潮流就开始转变方向。正因为潮流有周期变化，所以它只在有限的海区作往复运动或回转运动。

喇叭形海湾或河口湾可以激起怒潮，我国的钱塘江口、亚洲的波斯湾（阿拉伯湾）、南美的麦哲伦海峡和北美的芬地湾都是以潮高著名的。前两者潮高可达 10 m，后两者可达到或超过 20 m。

潮汐现象对一些河流和海港的航运具有重要意义。大型船舶可趁涨潮进出河流和港口。潮流也可用以发电。包括我国在内的许多国家，已经建成了不少潮汐电站。

二、海洋中的波浪

（一）波浪及其类型

海洋中的波浪是指海水质点以其原有平衡位置为中心，在垂直方向上作周期性圆周运动的现象。波浪包括波峰、波谷、波长、波高四个要素。

波浪按成因可分为：由风的作用而产生的“风浪”；因地震或风暴而产生的“海啸”；引潮力引起的“潮波”；气压突变而产生的“气压波”；船行作用产生的“船行波”等。还可按波长和水深的相对关系分为“深水波”（“短波”）和“浅水波”（长波）。按作用力情况可分为“强制波”和“自由波”（“余波”）。

大洋中风浪的振幅和速度与风的强度、风向和阵发性情况等因素有关。风施加给海面的能量是靠波浪来传递的。波浪前进时，水面上每个水分子都沿直径和波高相等的圆形轨道运动。波峰上水分子运动方向与波浪前进方向一致，波谷中水分子运动方向却与波浪前进方向相反。波浪将能量依次向前传递，而水分子本身并不随波浪前进。风所施加于海面的能量，一部分还会传递给更深的水层，达到深度以波浪大小为转移。根据波浪余摆线理论，水面以下水分子圆形轨迹的直径随着深度的增加而减小。连接不同水层上以匀速旋转的水分子在波峰和波谷中的点而构成的曲线，称为余摆线。但水分子的圆形轨迹到了和波长相等的深度就不再存在，这个深度就是波底，即波浪能量向深处传递的极限（图 4－5）。

在强制波中，吹过海面的风会引起水体向前运动，因而，靠近水面的水分子的轨迹不成正圆形。风的这种效应使向前一半轨迹上水分子的速度加大，向后一半轨迹上速度减小，出现波峰前部陡峻而后部缓平的不对称形状。风力强大时，波峰前面还可能向内凹进，在重力影响下向下坠落，形成碎波。洋面上局部风力引起的波浪，多为单一风向占优势的波浪；但是波长和波高不同，从不同方向同时传来的波浪也常见。

以上所述只是海水具有一定深度时的情况。波浪进入浅水，波底最终将和海底接触。这时水分子的垂直运动受到限制，轨道变为椭圆形。椭圆度以在海底为最大，而由海底向上减小。愈向海岸水愈浅，波浪能量除了与海底摩擦而消耗的部分以外，都集中到了更小的水体中，这就必然引起波长的缩短和波高的增大。由于海底的摩擦，波峰上水分子的前进速度大大超过波谷中水分子的后退速度，波峰前部就倾倒而产生破浪和激岸浪。

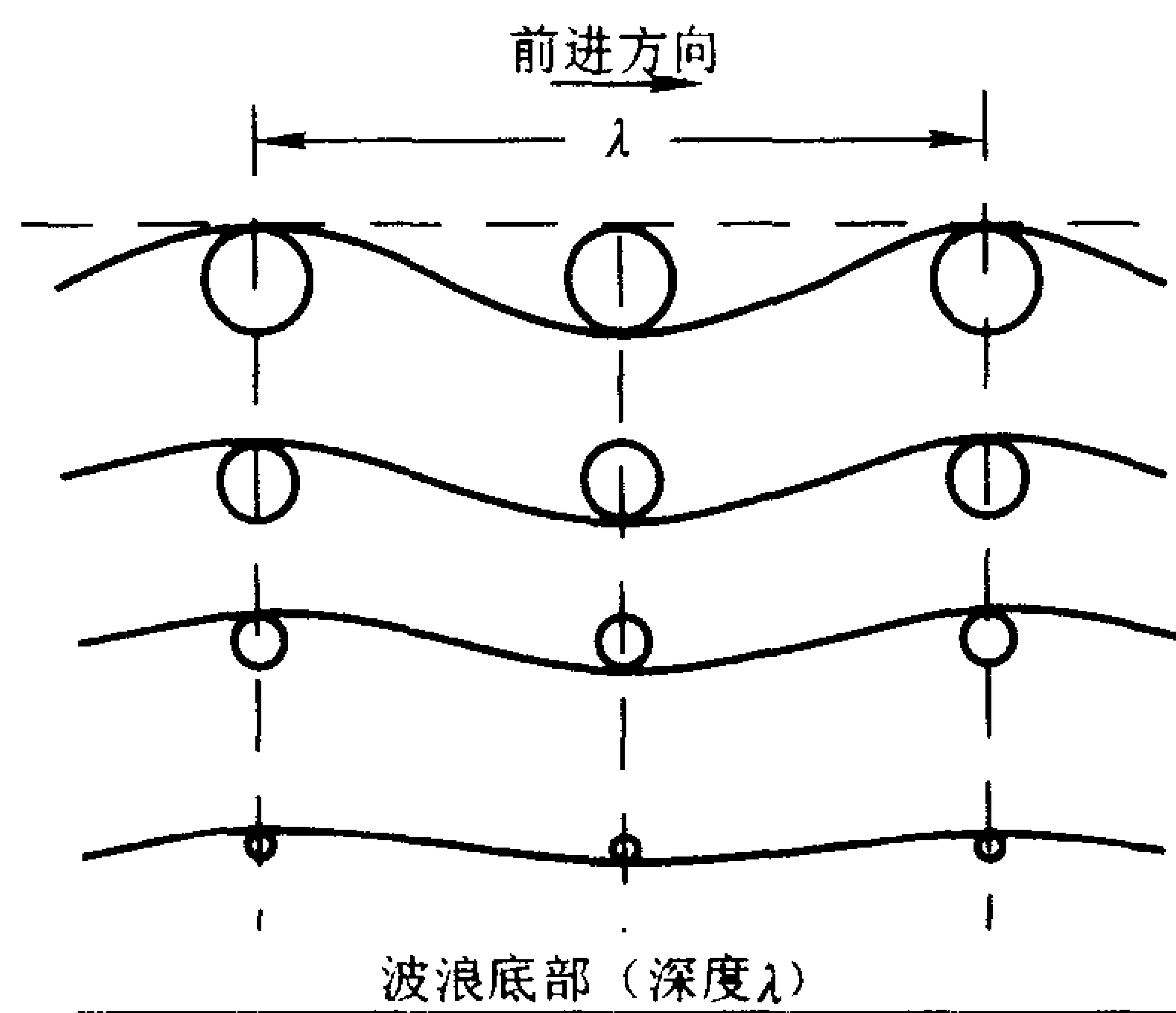
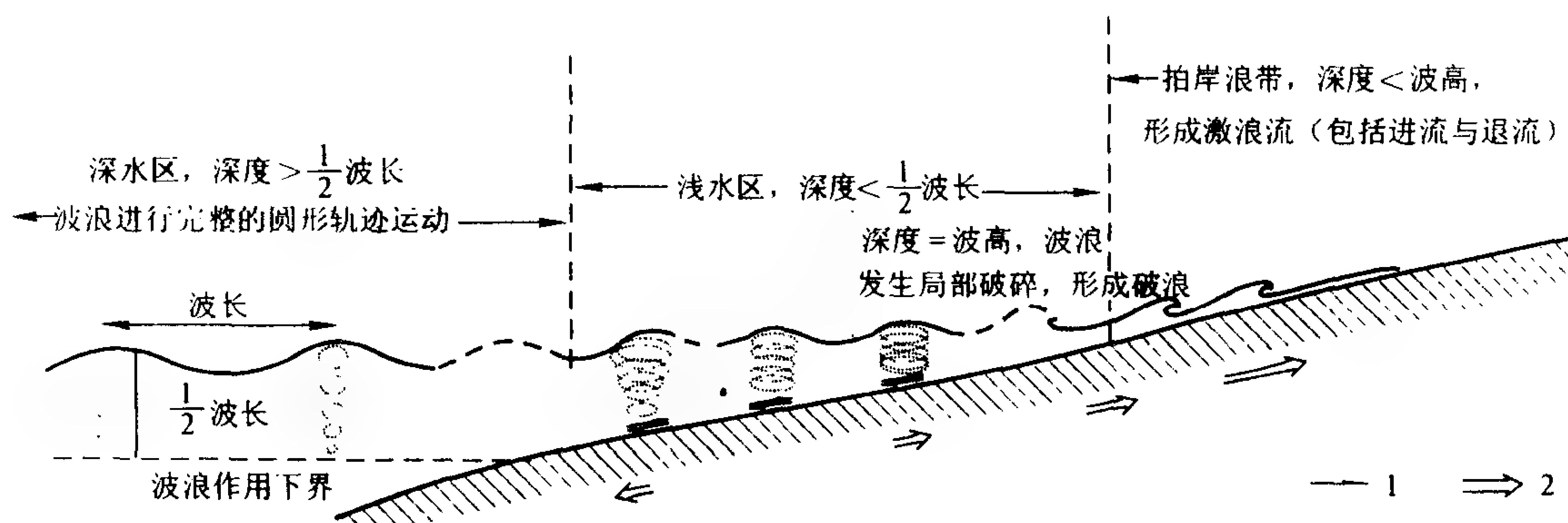


图 4-5　波浪余摆线剖面(据 Cotter)

浅水海岸上,波浪在海滩外侧因距海岸线较远,可能产生波长较小的次波,作为自由波摆动向前,大部分波浪能量仍然用于推进波前进。推进波中水分子只有向前运动,而没有摆动波波谷中出现的后退运动。波高很大的摆动波进入浅水区,推进波会很强大。图 4-6 便是一种浅水海岸的波浪剖面。图中激岸浪最后冲上海岸的部分称为进流。随冲流而下的是借助于重力的退流。



1. 表示在同一次波浪周期运动中沉积物向陆地或向海的移动距离;
2. 表示一次完整的波浪周期运动后,沉积物的横向移动距离。

图 4-6　波浪由深水区进入海岸带的变化过程

(二) 波浪的折射

波峰线在深水区是和引起波浪的力的方向,即波浪前进方向相垂直的。但波浪前进方向常常与海岸斜交,这样,同一波列两端的水深就可能有较大差异。近岸较浅一端因受摩擦而减速,离岸远而较深一端在深水处继续保持原速前进,最后波峰线将发生转折而与海岸平行,这种现象就是海浪的折射。图 4-7 表示平直海岸的波浪折射。波浪在港湾海岸也发生折射。港湾海岸附近海底等深线多少与海岸平行,港湾中海浪因水深而保持原速前进,在伸向海中的岬角上则因水浅,受到海底摩擦而逐渐降低速度。这样,海岸凸出处,波峰线凹进,海岸凹进处,波峰线凸出,即仍然与海岸线平行。图 4-8 中波峰线上的 *AB* 与 *BC* 两段分别在 *ab* 与 *bc* 两段相遇,因而 *bc*

段即岬角部分所受的力比 ab 段即湾内部分强。岬角上波能集中而港湾内波能分散,故港湾成为船舶的庇护所。

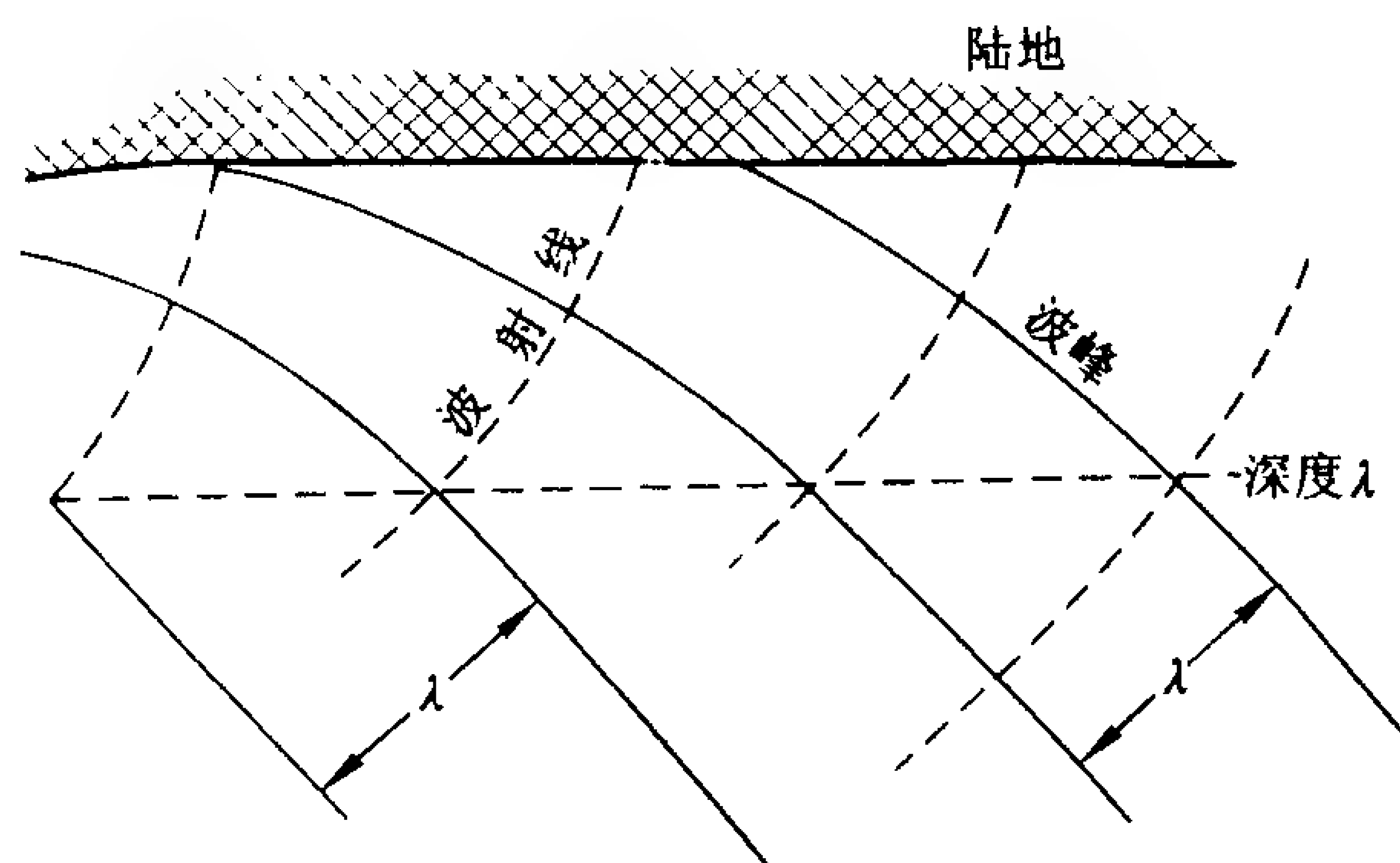


图 4-7 平直海岸的波浪折射(据 Cotter)

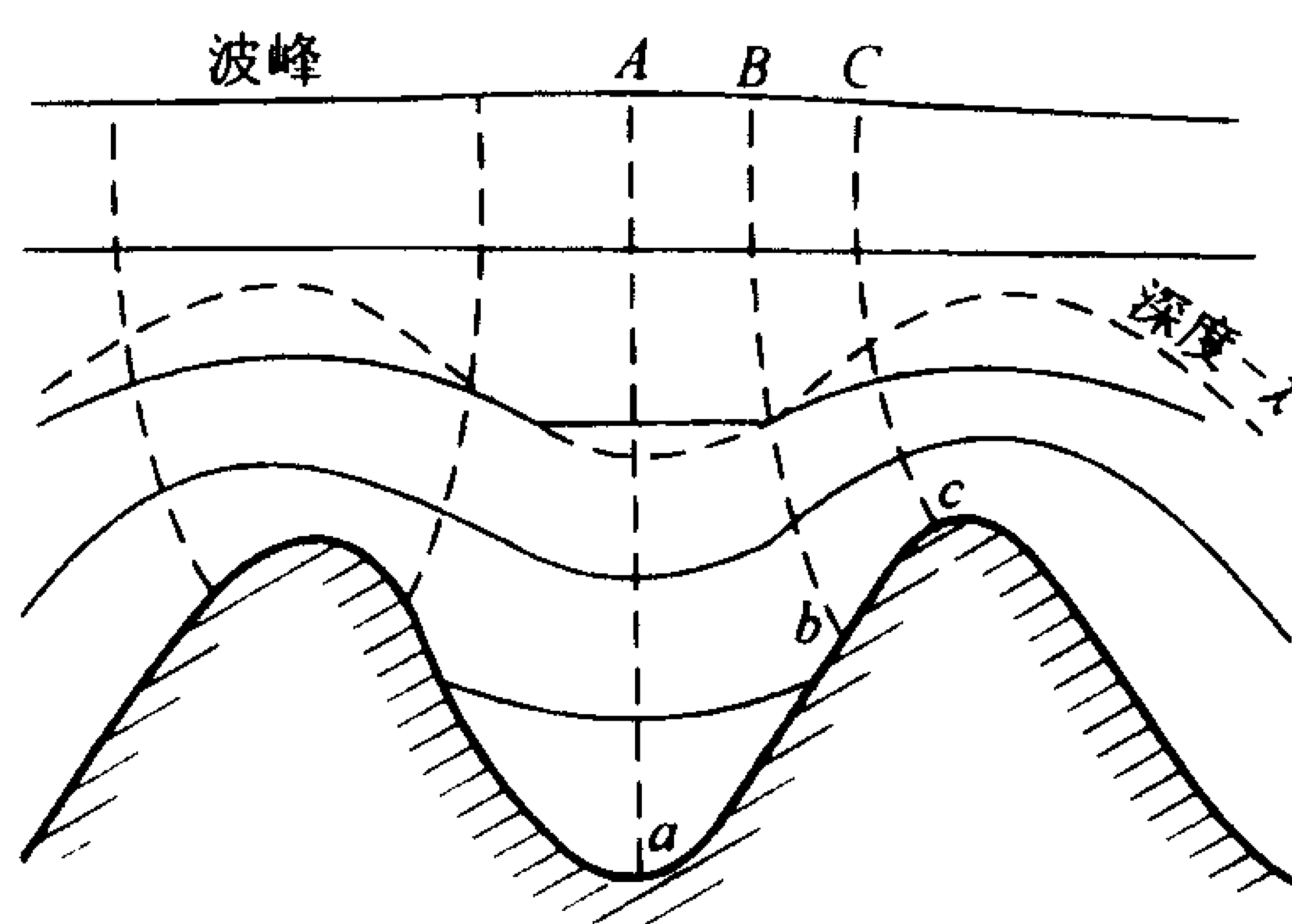


图 4-8 港湾海岸的波浪折射(据 Cotter)

波浪前进方向与海岸斜交常常造成水体沿海岸流动,这种纵向水流称为沿岸流。虽然沿岸流的流速一般不超过 1~1.5 m/s,但它携带和搬运泥沙,对海岸地貌的形成发育也有一定影响。

三、洋面流和水团运动

海水沿着一定方向有规律的水平流动,就是洋流。洋流是海水的主要运动形式。风力是洋流的主要动力,地球偏转力、海陆分布和海底起伏等等,也有不同程度的影响。例如,地球偏转力使洋流在北半球发生右偏,在南半球发生左偏;大陆的障碍使任何洋流都不可能环绕地球流动,岛屿或大陆的突出部分,可使洋流发生分支。洋流对气候也发生巨大的、虽然并非直接的影响,许多沿海地区的温度和降水状况,都与附近的洋流有关。

(一) 洋流的成因和分类

按照成因,洋流可分为摩擦流、重力-气压梯度流和潮流三类。摩擦流中最重要的是风海流。盛行风对水面摩擦力的作用,以及风在波浪迎风面上所施的压力,迫使海水向前运动。海水开始运动后,受科里奥利力影响,流向与风向并不一致。在北半球流向偏于风向右方 45°,在南半

球偏左 45°。偏角随深度增加而增加，但流速随深度的增加而减小，到某一深度处，流速只为表面流速的 1/23，这个深度即称为摩擦深度。从海面到摩擦深度的海水运动，称为风海流或漂流。在浅海，由于海底摩擦的影响，风海流方向偏离风向很少，甚至与风向完全一致。

重力－气压梯度流包括倾斜流、密度流和补充流等。倾斜流是因风力作用、陆上河水流入或气压分布不同，使海面因增水或减水形成坡度，从而引起的海水流动。密度流则是由于海水温度、盐度不同，使得密度分布不均匀，海面发生倾斜而造成的海水流动。

此外，根据流动海水温度的高低，还可以把洋流分为暖流和寒流。暖流比流经海区的温度高，寒流比流经海区的温度低。

（二）洋流模式和主要洋流

根据行星风系理论，地球上实际存在的洋面风，在北半球有纬度 0°～30°的东北风，30°～60°的西南风和 60°至极地的东北风。南半球的洋面风向与北半球相差 90°。由行星风系可以推论出三种洋面流模式：

1）北半球的风吹动洋面最终是输送一层方向偏右 90°的厚约 100 m 的上层洋流。0°～30°N 间为东北风，上层水流向西北。同样，30°～60°间为西南风，上层水流向东南。如图 4－9 所示，这样两种水流输送的结果必然在以 30°N 为中心的区域内涌成一个水堆。在水位造成的压力下，水堆上层从中心外溢，并在科里奥利力影响下于纬度 0°～30°间流向西南，而于 30°～60°间流向东北，成为地转流。地转流受到大洋两侧大陆的阻碍后，就成为以水堆为中心的顺时针亚热带环流。

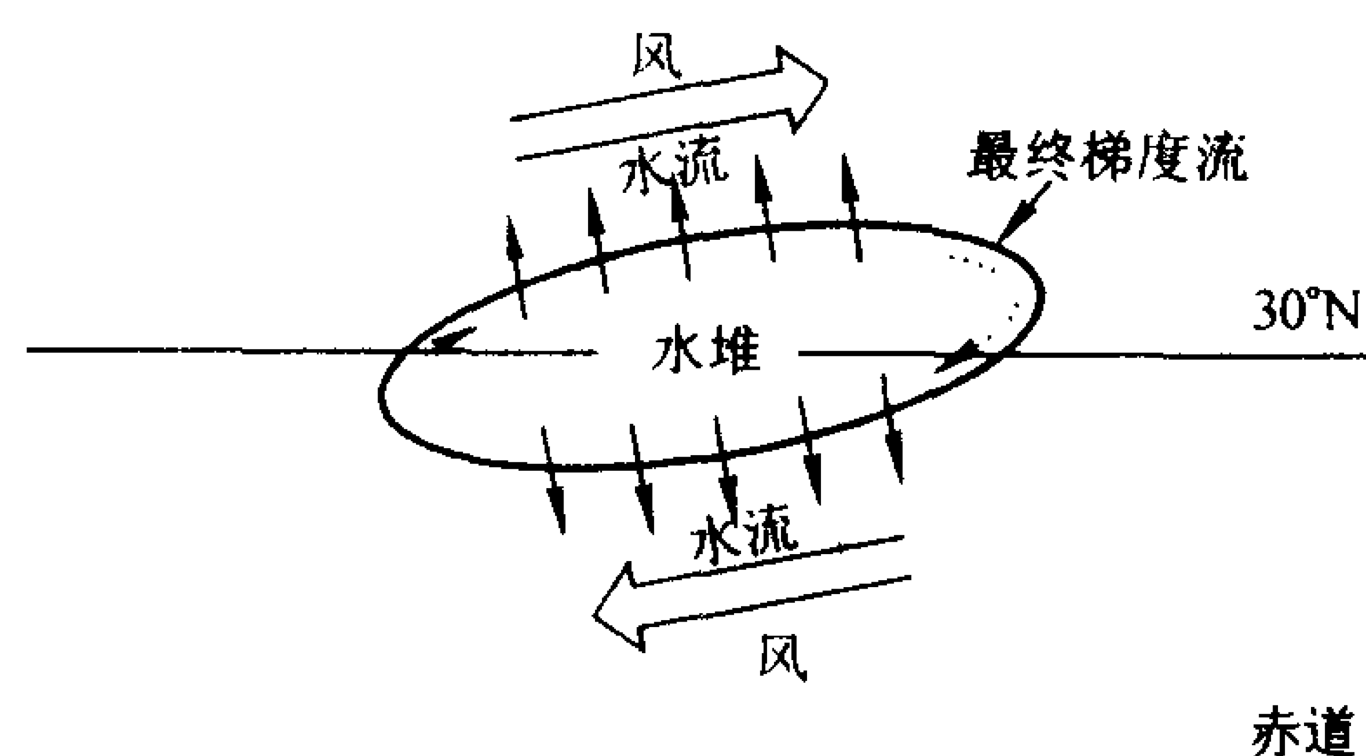


图 4－9　30°N 盛行风产生大洋高压区（据 Pirie 等）

2）30°～60°N 的西南风使上层水流向东南，60°～90°的东北风又使上层水流向西北（图 4－10），导致以 60°N 为中心形成一个低凹。由于大洋两侧大陆的存在，最终又必然围绕这个低凹形成反时针方向的亚极地环流。

3）赤道无风带两侧，因北半球的东北风和南半球的东南风，上层水流必然从赤道向外流动（图 4－11）。围绕赤道低压系统，北半球部分的洋面流最终将呈反时针方向，而南半球部分则是顺时针方向。由于二者的方向相反，因而就形成两个赤道环流。

南半球除上述的赤道环流以外，还存在亚热带环流与亚极地环流，但与北半球相反，前者为反时针方向，后者为顺时针方向。图 4－12 表示北半球冬季太平洋的洋面流。这个实例有助于进一步理解上述模式所显示的规律性和洋面流形成与其他各种自然因素的关系。

亚热带环流分布较广。北太平洋亚热带环流包括北赤道流分支黑潮以及北太平洋流。后者转为加利福尼亚流最后进入北赤道流。黑潮流速较快时宽约 80 km，在日本群岛附近流量可达

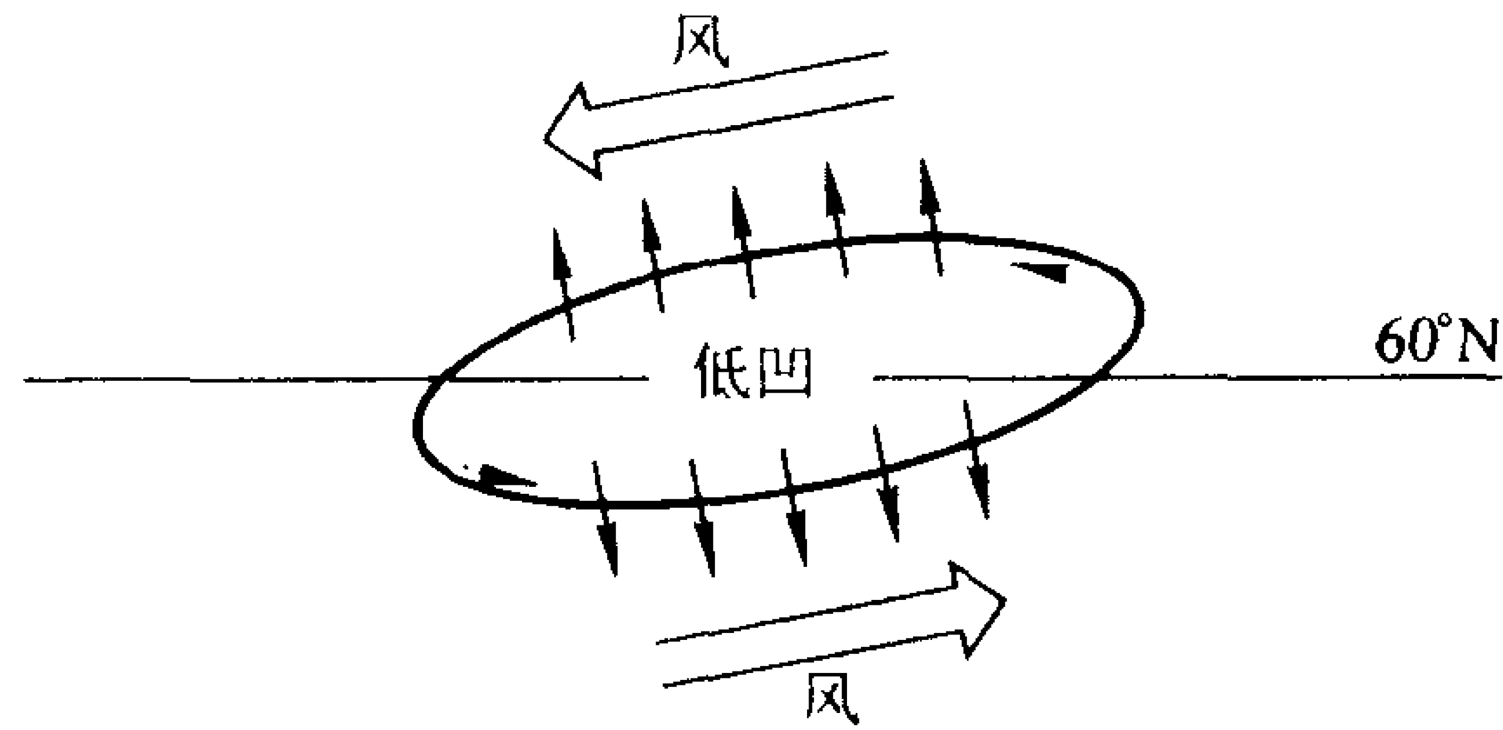


图 4-10　60°N 盛行风产生大洋低压区(据 Pirie 等)

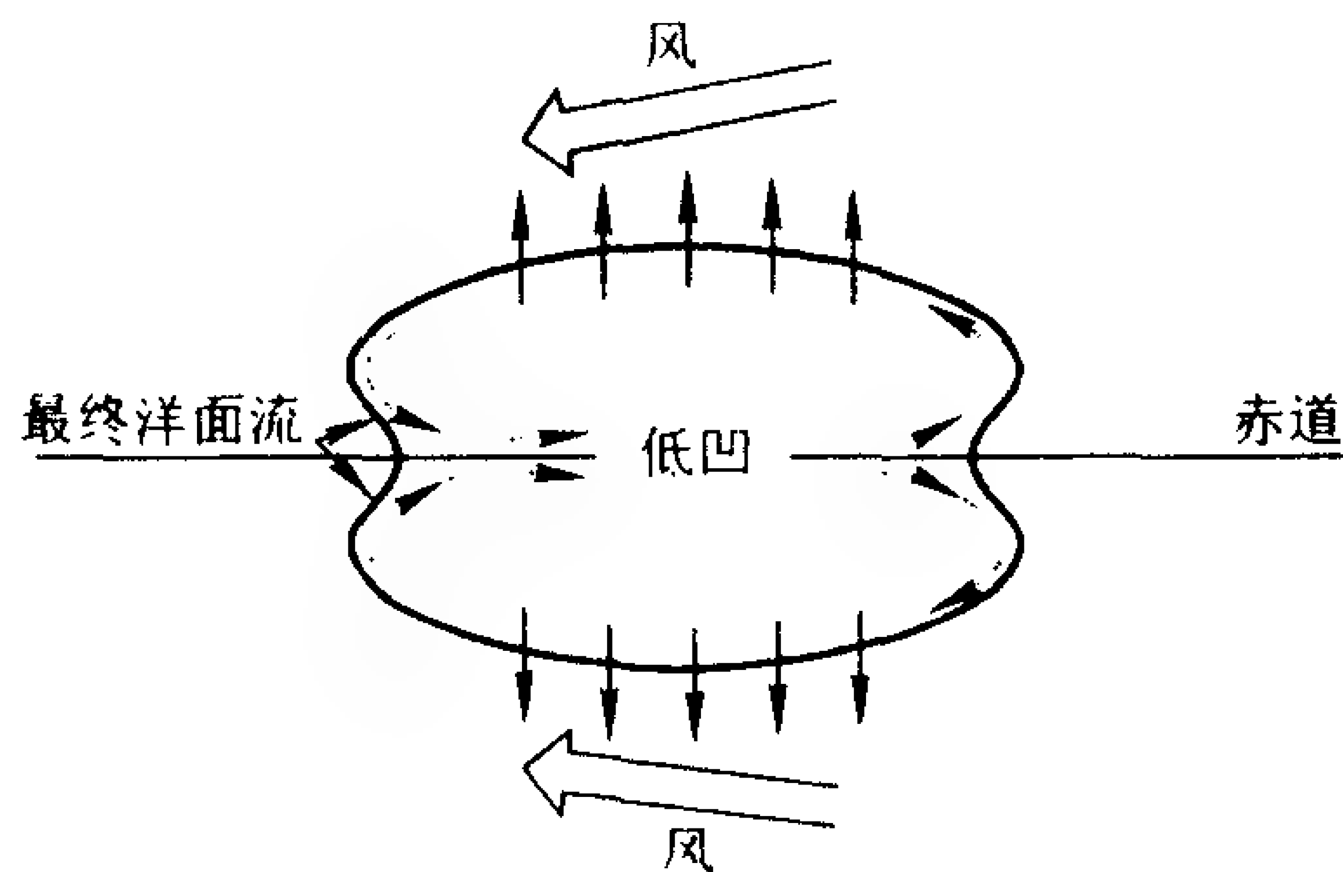


图 4-11　赤道上因两种盛行风产生单一大洋低压区(据 Pirie 等)

$(40\sim50)\times10^6\ m^3/s$(图 4-12)。

北大西洋亚热带环流,首先是部分进入加勒比海的位于 10°~20°N 的北赤道流。其后转为佛罗里达流、湾流和北大西洋流。后者又转为加那利流,进入北赤道流。湾流是世界上最大的永久性洋流,在新英格兰岸外其输送水量可能超过 $100\times10^6\ m^3/s$。

南太平洋亚热带环流有来自南赤道流并南流的东澳大利亚流和沿南美海岸北上的秘鲁流,前者水量估计为 $(10\sim25)\times10^6\ m^3/s$,后者估计为 $(15\sim20)\times10^6\ m^3/s$。与秘鲁流边部联结一起的大量上涌海水为浮游植物提供了足够的营养物质,使以此为食的秘鲁鱼产量占世界领先地位。但有时因亚热带环流周期性南移,东南信风微弱,引起赤道逆流南下,热带暖水淹没了较冷的秘鲁流,上涌海水与沿岸冷水消失,导致海洋生物与寄食鸟类死亡、腐烂,并释放大量硫化氢进入大气。赤道东太平洋秘鲁流的这种变化,如果水温增加超过 0.5℃,持续时间达 6 个月以上,即称为厄尔尼诺(Elnino)现象。16 世纪中叶厄尔尼诺就已见于记载。1884—1998 年的 115 年间共发生 30 次厄尔尼诺,平均不足 4 年即有一次。1997—1998 年的厄尔尼诺是近百年最强烈的一次,表水增温超过 5℃,100 m 深处增温达 10℃,由之引起的全球气候异常曾使 41 个国家受灾,我国 1998 年的洪灾也与此有关。

南大西洋亚热带环流中有从南赤道流分支的巴西流和沿非洲西岸北流的本格拉流。巴西流在拉普拉塔河口湾外改向东南后,因来自南极的福克兰流而转向东流。

印度洋亚热带环流只见于赤道以南。南赤道流在 20°S 以北向西流,后南折,接近非洲大陆时叫阿古拉斯流。在大陆与马达加斯加岛之间,水量约达 $20\times10^6\ m^3/s$。这个环流在东面分支为

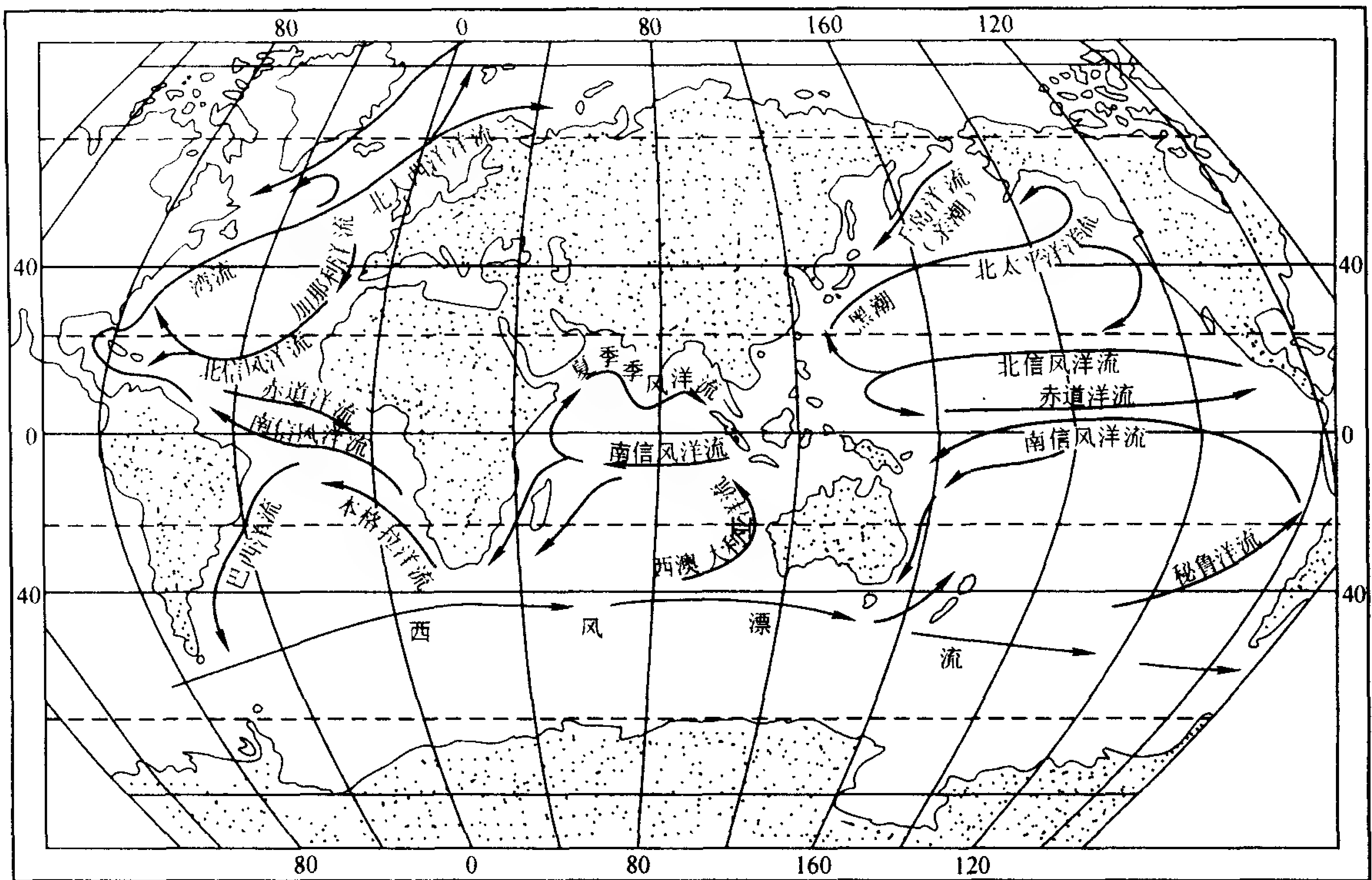


图 4-12 世界大洋最重要的洋流(据 O.K.列昂杰耶夫,1982)

西澳大利亚流。

亚极地环流中,在北太平洋是亲潮和阿拉斯加流。亲潮最初流向西南,后又转为南南西,在接近黑潮时形成无数漩涡。北大西洋的亚极地环流包括北大西洋流的分支挪威流、沿冰岛的伊尔明格流、东格陵兰流和来自拉布拉多海的拉布拉多流。后者在湾流边缘流动。

赤道环流以太平洋最为完好。南赤道环流位置虽偏在赤道以北,但和热赤道一致。

赤道区大西洋是从南大西洋到北大西洋的大片水的通过区,没有赤道环流去分割它,南赤道流除分出巴西流以外,都向西北与北赤道流合并。赤道环流在大西洋的破坏,可能是非洲与南美比较接近,没有足够空间供其发育之故。北印度洋洋流系统因亚欧大陆季风发展而随之改变方向,洋面流夏季向东,冬季向西。南方大洋因两侧没有陆块存在,亚极地环流不十分明显。

洋面流造成水面坡度。亚热带环流中心的水堆均高出周围洋面。北大西洋亚热带环流中心马尾藻海较湾流约高 150 cm。亚极地环流与赤道环流中心的低凹则一般比周围洋面约低 50 cm。

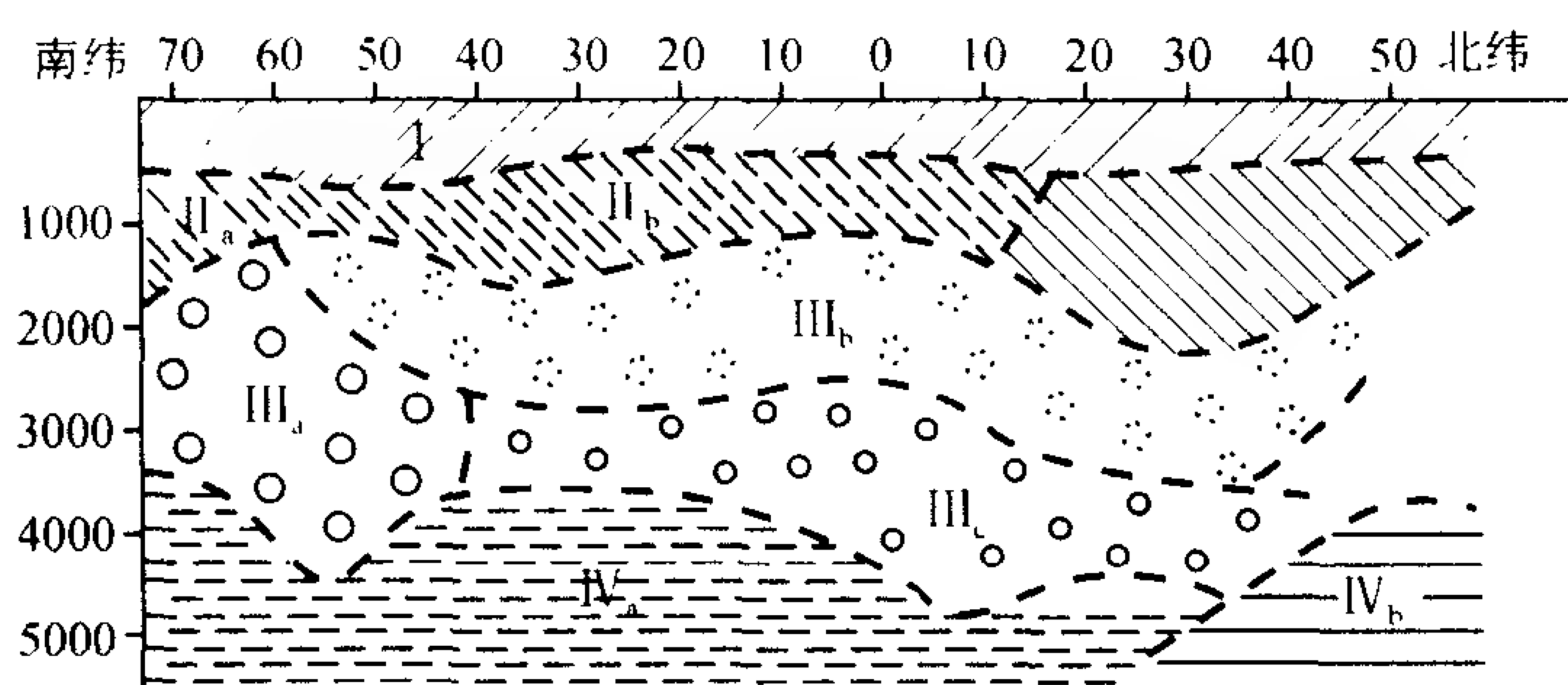
(三) 大洋水团及其环流

大洋中具有特别温度和盐度值的、性质相同的大团水体,称为水团。水团中不同的温度与盐度相结合可以获得相同的密度,而两种密度相同的水团混合又会产生密度更大的新水团。由密度不同引起的海水对流,是海洋的垂直环流。

水团的温盐特征通常得自水面。因温盐变化而产生的水团温盐对流,将保持它们各自的密度面。因此,水团的分类即以垂直方向上的密度平衡面和形成水团的源地为根据。以深度为标准划分的水团有: 1) 表层水团,可深达 100 m; 2) 中心水团,深达主要变温层底部; 3) 中层水

团,从中心水团以下至 3 000 m; 4) 深层与底层水团则充满大洋盆。深水部分的较大水团一般形成于高纬地区,而靠近水面的水团则形成于赤道附近。

各大洋水下结构与流动情况均不相同。图 4 - 13 表示大西洋水团特点。



水团:Ⅰ. 表层;Ⅱ. 中层:a) 南极,b) 亚南极,c) 北大西洋;Ⅲ. 深层:a) 环极,b) 北大西洋,c) 南大西洋;Ⅳ. 底层:a) 南极,b) 北大西洋

图 4 - 13　大西洋经向剖面水团的分布(据 B.H. 斯捷潘诺夫,1974)

邻南极大陆海域特别是威德尔海,冬季温度极低。低温和上覆冰层使那里的海水具有其他大洋所没有的最高密度,导致海水不断下沉并沿洋底流向赤道,甚至远达 40°N。这种水团以源地命名,称南极底层水团。它也围绕南极大陆东流并影响表层西风漂流,并在水面下与北部边缘的一些水团混合形成相当均质的环南极水团。在其东流时,这个水团还不断为印度洋和南太平洋提供深层水团。

北大西洋深层和底层水团,形成于格陵兰岸外的几处小范围内,其中一处为伊尔明格流和格陵兰流辐合区。其密度较南极底层水团小,在流向南大西洋并直抵 60°S 的全程中,均跨越南极底层水团之上。

因为南极中层水团季节性冷却下沉,60°S 附近形成了南极辐合区。这种特殊的辐合区几乎存在于所有经度上。但在北大西洋和北太平洋它却不大连续且难以确定位置。从北极辐合区南流的北大西洋中层水团约在 20°N 附近与南极中层水团混合。

南北大西洋的中心水团分别形成于南北亚热带辐合区,而流向赤道,但因扩散而丧失其一致性。

欧洲地中海水团是侵入大西洋的重要外来水团之一。它离开地中海以后的平均密度面深度为 1 500 m。因冬季冷却和横越北非干燥空气所引起的蒸发,这个水团连续在西地中海北部形成。冷盐水下沉后最初流向南方和西方,最后越出海底山脉;密度小的大西洋水则自海峡表面流入以保持海水平衡。地中海水团因密度大,对北大西洋深层水团上部影响强烈。

黑海虽与地中海相连,但没有温盐对流。地中海水很少通过博斯普鲁斯海峡流入黑海。黑海 30 m 以下的水要 500 年才能更新一次,因而深层水停滞不动,多硫化氢,只有嫌气性细菌能在变黑的海水中生活。

太平洋深层水团普遍流动迟缓。如图 4 - 14 所示,南极底层水团不断流进南太平洋,而部分同大西洋和印度洋水体混合的环南极水团也从西面缓慢而连续地进入 1 000 m 以下的深层水之中。

整个太平洋的中层水团与中心水团由于扩散而不易区分。与大西洋相比，各辐合区也中断且位置不定。不同地区内相同深度存在几种水团，使其横剖面具有明显特色。最值得注意的是来自远距离的几个水团在赤道上形成了太平洋赤道水团，这是不具有形成区水面任何特征的唯一水团。

北太平洋的最北部没有密度大的水团形成。深层和底层水团也很少同其他水团交换。水团运动慢和洋面流深度大，可能是北太平洋普遍没有温盐对流活动所致。

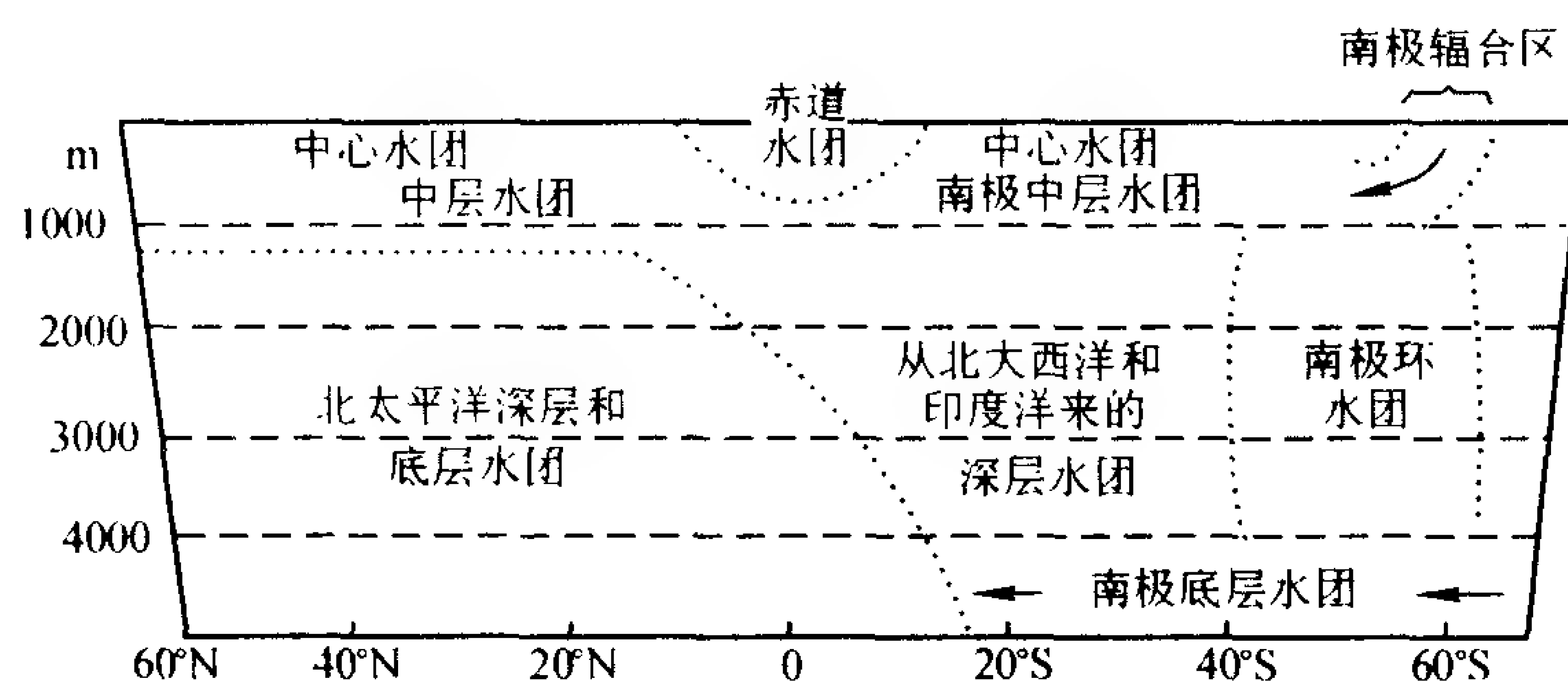


图 4-14　太平洋水下结构

印度洋基本上没有伸入北半球，其北部边缘连很小的深层水团都没有。但在南部却存在着范围清楚的底层水团，和 40°S 左右亚热带辐合区以南的大西洋相类似。

南极底层水团在印度洋到处可见。深层水团则从大西洋绕非洲南端流入，其源地为北大西洋。南极辐合区形成的南极中层水团向北扩展。而中心水团则在亚热带辐合区下沉，并向北流向赤道。

从红海底层水团越过海底山脉并通过曼德海峡扩散的水团，同印度洋的深层水团相混合。红海水团的盐度约为 40‰，在接近 3 000 m 深处向外扩散远至亚丁湾以南。它是整个印度洋深层的唯一重要水团。

印度洋赤道上的浅层水团不很清晰。由于洋面流的季节变化，水团不断翻腾，很少发生明显的水下流动。

第四节　海平面变化

自从海洋形成以来，由于海水体积逐渐增加，因此海平面在总体上是逐渐上升的，根据 P.K. 克林格(1980)的估算，40 亿年前海平面比目前低 2 490 m，20 亿年前低 1 500 m，10 亿年前低 620 m，5 亿年前仍低 320 m(表 4-1b)。但这一估算结果的可信度如何，却无法确定。

一、7 万年来的海平面变化

近代在全球各个大陆发现的贝壳堤、海滩岩、珊瑚礁、牡蛎堤，以及取自钻孔剖面中的沉积物和生物遗迹标本，都毋庸置疑地证明，即使在最近地质历史时期，也出现过远高于现代的海平面。而大量埋藏在今天的海水下的贝壳堤、海滩、海滨沼泽、村落遗址、河口三角洲和外陆架，又证明

过去确曾发生过海平面远低于现代海平面的情况。

局部地区海岸线的变化由于叠加了该地区地壳形变因素的影响，不一定能准确反映海平面升降幅度。但是，全球范围的海平面变化无疑应该是全球气候变化的反映。冰期中冰盖和冰川的发展，使大量水体以固态形式储存于极地和其他大陆的山地，全球水循环机制发生巨变，必然导致海平面降低。例如末次冰期极盛时，海平面比现在低 155 m；间冰期中，冰盖和山岳冰川强烈消融，又必然引致海平面迅速上升，例如末次冰期开始前，海平面就比现在高 10 m，冰后期的全球大暖期中，海平面上升更高。

我国东部海岸变迁史表明，70 000 年前渤海西海岸比现在平均偏西 200 km，而黄海海岸更远及大运河至太湖一带。44 000 年前出现了完全相反的情况，黄海、东海海平面下降，海岸线向东推进到现代海岸以东达 4 个经度。距今 25 000 年前，海平面再次上升，渤海海岸距北京不过 100 km，黄海海岸则西移至镇江、扬州一带。但是仅仅过了 2 000 年，海平面下降又使黄海东海岸线后退到目前海岸线以东 500 km 以外。距今 15 000 年前，东海海岸更东移到距现在的日本九州岛不过 120 km 附近，成为真正意义上的“一衣带水”。上述海域均有埋藏水下的贝壳堤、滨海沼泽和河口三角洲作为当时低海平面的证据。到距今 10 000 年前，海平面上升，海岸西进。但此时朝鲜半岛西海岸与我国黄海海岸之间仍只不过 350 ~ 400 km 宽，远比目前浩瀚的黄海狭窄。

冰后期海平面升降幅度明显减小，再没有出现大起大落现象。距今 8 000 ~ 7 500 年前，海平面快速上升到接近现代高度；6 500 ~ 6 000 年前，渤海出现最高海面，且一直持续到距今 5 000 年前，淹没的陆地仅在渤海西部就比现在多 27 000 km^2，天津东北与西南均有此一时期的贝壳堤，天津没于海底自不用说。苏北海岸比现在偏西 60 ~ 100 km，苏南、上海海岸偏西 150 km，浙江东北也没于海下，杭州湾尚不存在。当时的长江口位于镇江、扬州附近。珠江三角洲几乎全被淹没，海岸线西移至广州以北的花都市附近。大暖期后，海平面变化更趋平缓(图 4 - 15)。

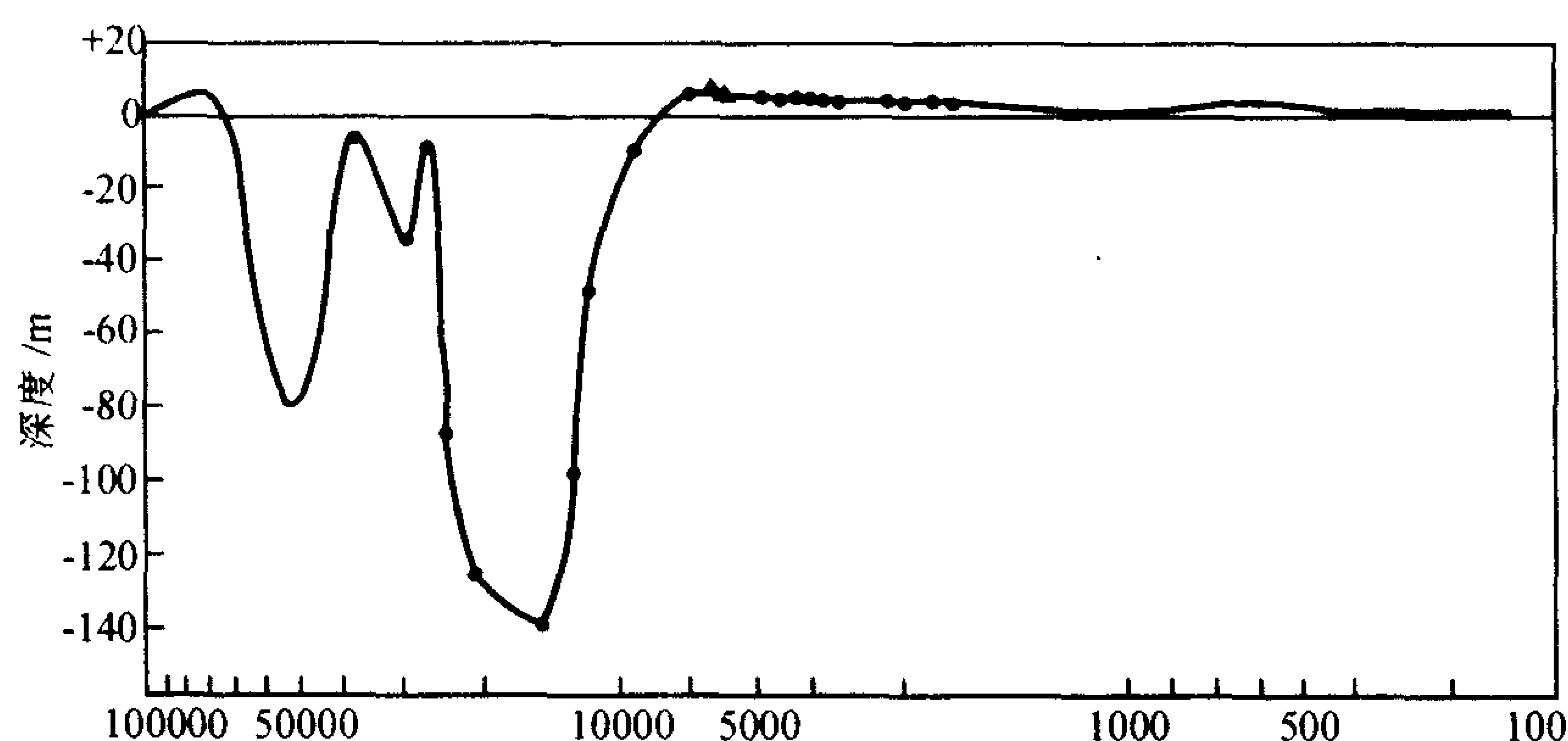


图 4 - 15　中国东部平原和东、黄海大陆架上晚更新世以来的海面变化曲线(据施雅风等，1982)

二、近百年的海平面变化

刚刚过去的 20 世纪，由于气候变暖导致海洋热膨胀和冰川消融加剧，加上 CO_2 排放量猛增

形成的温室效应，全球海平面普遍呈上升趋势。紧迫感和危机感促使许多研究者对海平面上升进行观测和估算，但所得结果差异悬殊。较近的研究成果同样很不一致(表4－4)。据分析，这与验潮站分布不均及所在地区构造升降不同，记录时间长短不一，采用的研究方法有别等因素有关。但对海平面上升这一点并无异议。

表4－4　近百年来全球海平面上升估算

速率/$mm \cdot a^{-1}$	资料数据	文　献
1.2±0.3	130站，1880～1982	Gornitz & Lebedeff(1987)
1.15	155站，1880～1986	Barnett(1988)
2.4±0.9	40站，1920～1970	Peltier & Tushingham(1989)
1.7±0.13	84站，1900～1980	Trupin & Wahe(1990)
1.8±0.1	21站，1880～1980	Douglas(1991)

学者们对海平面上升贡献因素的估计也相去甚远，尤其是南极冰盖在海平面上升中起何种作用，专家们的意见似乎针锋相对(表4－5)。但是我们相信，这类分歧迟早将会弥合。

表4－5　对近百年海平面上升贡献因素的不同估计*　　(单位：cm)

贡献因素	低估计	最佳估计	高估计
海水热膨胀	2	4	6
山地冰川与小冰帽	1.5	4	7
格陵兰冰盖	1.0	2.5	4
南极冰盖	－5	0	5
总计	－0.5	10.5	22
实际上升量	10	15	20

* 据 Warrick 和 Orelemans，1990。转引自施雅风等，1994。

三、21世纪海平面上升预测

1990年以前做出的21世纪海平面上升预测具有很大的不确定性。只有一点为人们所公认，即海平面上升速度将比20世纪更快。1990年政府间气候变化委员会(IPCC)依据① CO_2 不受限制照常排放；② 能源供应转向低碳燃料；③ 可再生能源与核能取代矿物燃料；④ 2050年 CO_2 排放量降到1985年的一半等四种因素进行估算。①方案最佳估计值为21世纪海平面上升速度为20世纪的3～5倍。②、③、④方案最佳估计值为2050年全球海平面上升20～31 cm(图4－16)。1992年，一批欧洲学者与中国学者合作，依据IPCC1992年的温室气体排放方案(IS92a)提出2050年海平面上升最佳估计值为22 cm，2100年为48 cm。1993年中国科学院地学部以全球海平面2050年上升20～30 cm为依据，估计我国珠江三角洲海面将上升40～60 cm，上海地区50～70 cm，天津地区70～100 cm。显然，这是考虑了上述各地区地面下沉幅度的。

海平面上升将使沿岸地区风暴潮灾害加剧，海岸侵蚀强化，潮滩湿地损失，盐水入侵河口及海岸地下含水层，阻碍陆地洪水与沿海城镇污水排放，理应受到高度重视。

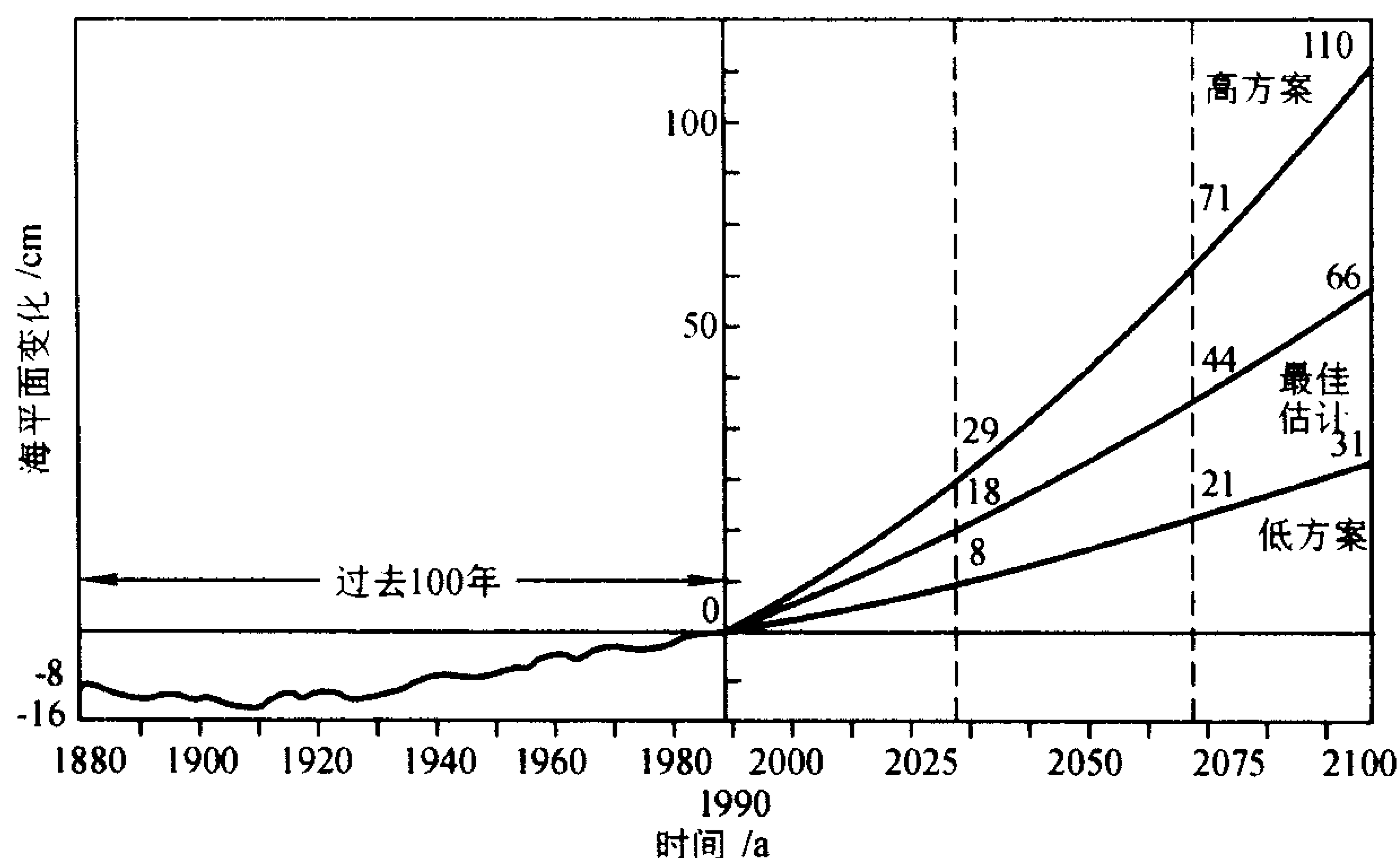


图 4-16 IPCC1990 年 *A* 方案下的 21 世纪海平面上升量估算(据 Warrick 和 Orelemans,图中 1880—1990 年历史部分取自 Barnett,1988)(引自施雅风等,1994)

第五节 海洋资源和海洋环境保护

一、海洋资源

海洋是地球上最大的沉积场所,水生生物最广阔的生活场所,也是一个巨大的资源宝库。所谓海洋资源,主要是指与海水本身有直接关系的物质和能量,例如,溶解于海水的化学元素,海洋生物,海底矿藏,海水运动所产生的能量,以及贮藏在海水中的热量,等等。

(一) 海水化学资源

海水本身就是一项重要而宝贵的资源。在陆地淡水越来越不足的情况下,从海洋中得到淡水已成为重要的课题。除水以外,海水中含有大量溶解固体和气体物质,其中包括 80 多种化学元素。据计算,全世界的河流每年从陆地搬运到海洋中的可溶解物质达 $30\sim50\times10^8$t 之多。这些物质,包括生物遗体在内,溶解后就成为海水化学资源。海水中所含各种盐分的总重量约 5×10^{16}t,其中食盐占 80%,即 4×10^{16}t。如果把所有盐分全部提取出来,铺在全球陆地上,盐层将厚达 150 m。如果把海水蒸干,海底积存的盐层则将厚 60 m,其体积将达 $2\ 200\times10^4\ km^3$。现在已经知道,海水中共含镁 $1\ 800\times10^{12}$t,钾 500×10^{12}t,重水 200×10^{12}t,溴 95×10^{12}t,铀 45×10^8t,都比陆地上多。而铀储量相当于陆地上的 4 500 倍。海水中含有 60 余种微量元素,其储量也很可观。例如锶 11×10^{12}t,硼 6×10^{12}t,锂大约 $2\ 470\times10^8$t,铷 $1\ 600\times10^8$t,碘 800×10^8t,钼 137×10^8t,锌 70×10^8t,钒和钡 27×10^8t,铜 40×10^8t,银 $5\ 000\times10^4$t。

现在每年由海水中生产的化学物质仅约 6×10^8t 左右,显然,海洋化学资源的开发潜力还非常大。

(二) 海底矿产资源

石油和天然气是最重要的海底资源,主要蕴藏在大陆架及浅海区。此前已发现的 800 多个

海底油气田，几乎遍及各大陆边缘区。全球海底石油储藏量约近 $2\ 500\times10^8$t，占世界石油可能储量的31%。全世界正在开发的150个石油盆地中，有85个分布在海底。

在目前海底矿产资源开发中，产值仅次于石油的是海滨砂矿。海滨砂矿分布广，矿种多，储量大，而且便于开采。其中主要包括贵金属及宝石砂矿，如金、铂族金属和金刚石等；铁砂、锡砂和含锆石、金红石、钛铁矿及独居石的重矿物砂。

大陆边缘海区还有磷钙石、海绿石和煤、铁、铜、硫等各种矿物资源。其中，磷钙石和海绿石为自生矿物，其他各类矿物则分布在海底松散沉积物下伏基岩中。从地幔物质分异和岩浆活动状况分析，深海底可能形成多种金属矿产。现已发现印度洋中有铬铁矿和金伯利岩，大西洋中有铜和铜铁硫化物矿。由此可见，深海底基岩矿产也颇有前景。

锰结核和含金属泥质沉积物是深海底的主要矿产。锰结核通常分布在4 000～5 000 m深的海底。各大洋底已发现具有经济远景的锰结核矿区500多处，其中以太平洋锰结核矿品位最高、储量最大。据估计，全世界深海底锰结核矿总储量约 $15\times10^{11}\sim30\times10^{11}$t。锰结核中除锰以外，还有30多种金属，其中铜、钴、镍比较丰富；稀有分散元素和放射性元素如铍、铈、锗、铌、铀、镭、钍的含量，则比在海水中的浓度高数千倍至一百万倍。

含金属沉积物是指某些深海区构造活动带的含铁、锰、锌、铜、铅、银和金的泥质沉积物。红海中的“阿特兰蒂斯Ⅱ”海渊，“发现”海渊，“链”海渊和“海洋学家”海渊都有这类沉积物。东太平洋的鲍尔海渊，加利福尼亚海湾等，也曾发现金属泥。

（三）海洋动力资源

太阳能是海水动力能量的主要供应者。海洋动力资源的总能量相当于全球动植物生长所需能量的1 000倍。波浪和潮汐都具有巨大的能量。波能每秒 27×10^8kW，每年波能总量为 23×10^{12}kW·h，潮能 10×10^8kW，即约 8.7×10^{12}kW·h。潮流，海流，海水温差、压力差、浓度差都有可以利用的巨大能量，其中温差能量达 20×10^8kW，比潮能大一倍。

（四）海洋生物资源

海洋中共有20多万种生物。在不破坏生态平衡的前提下，每年可产出 30×10^8t水产品，足够300亿人食用。海洋向人类提供食物的能力，等于全球农产品的1 000倍。在耕地日益减少的情况下，这无疑是一个充满希望的消息。

鱼类是海洋生物资源的主体，全世界近30 000种鱼类中，有16 000种以上生活在海洋中。太平洋鱼类资源尤其丰富。全世界每年鱼获量的85%以上来自海洋。

海洋生物中种类最多的是无脊椎动物，约有 16×10^4种。它们也是重要的海洋资源。其中的头足类、瓣鳃类、甲壳类、海参类、水母类，如乌贼、扇贝、对虾、龙虾、海蟹、海参、海蜇等，都因有较高营养价值而倍受青睐。

鲸、海豚、海龟、海鸟、海狮、海豹、海象等海洋脊椎动物数量也相当多，并且具有重要的经济价值。此外，海洋中还生活着种类繁多的海藻。它们是海洋中有机物的主要生产者，每年增长量约为 $13\times10^{10}\sim50\times10^{10}$t。现在已知有70多种可供人类食用。它们不仅含有大量蛋白质、脂肪和碳水化合物，而且有20余种维生素。海藻还被用作饲料、肥料、药材，或提取化学物质用于生产纸张、化妆品、纺织和金属加工等。

二、海洋对地理环境的影响

地球作为已知的唯一有海洋的星球，其表面的70.8%被海水所覆盖。海洋本身构成了地理环境的基本要素之一。海洋是地球上真正的生命摇篮，最早的生命即产生于海洋。而目前，仍有大量生物生活在海洋中并且形成了最大的生态系统——海洋生态系统。

海洋是到达地球表面的太阳能的主要接收者和蓄积者，海水冷却时将向空气中散发大量的热，增温时则将从空气中吸收大量的热。海洋借助自己与大气的物质和能量交换过程间接影响气候和受气候影响的各种自然现象。

海水的热容量是空气热容量的3 100倍，比重(1.028 13g/cm^3)是空气比重的797倍。因此1 cm^3海水升高或降低1℃所需要的或释放的热量，可以使成千倍体积的空气降低或升高1℃。海水和空气之间的这种热学性质的差异，使它成为气温的重要调节者。洋流与气候的关系非常密切。从地球低纬区输送到高纬区的热量，约有一半是由洋流完成的。濒临寒流的海岸，气温比同纬度内陆地区低；而接近暖流的海岸，气温则比同纬度内陆地区高。55°～70°N的加拿大东岸，因受拉布拉多寒流影响，年平均气温为-10～0℃，结冰期长达300天以上，呈现冻原景观；而同纬度的欧洲西岸，因受北大西洋暖流的影响，年平均气温约0～10℃，结冰期仅约155～215天，发育有针叶林或混交林。洋流还影响降水的地理分布。暖流影响区气旋发育，降水往往比较多；寒流影响区则往往发育反气旋，降水比较少，以致成为荒漠。

三、海洋环境保护

海洋在地理环境中占有重要地位并对人类生活有巨大影响。但由于人类社会生产的不断发展，尤其是对海洋资源的日益扩大的开发，已经导致了海洋环境不同程度的污染和海洋生态平衡的局部破坏。陆地上的工业废物如矿渣、废油、汞、废纸浆、废热等；农业废物如有机汞化合物、有机磷化合物、化肥、家畜粪便等；居民生活废物如食品废渣、垃圾、洗涤剂、杀虫剂等；军事废物如有机物、放射性废物和裂变衍生物等；所有这些污染物最终往往以海洋为归宿。大气中的各种燃烧生成物和大气层核试验产生的放射性散落物，也必然有一部分进入海洋。至于海洋中的船舶倾废，作业倾废，以及油船事故中进入海洋的石油等，则是海洋污染物的直接来源。而所有这些污染，只要其污染程度超过海洋的自净能力，都将损害海洋生物资源，危及人类健康，妨碍海事活动，破坏海水使用素质和恶化海滨环境。为了人类的长远利益，查明海洋自净能力，限制进入海洋的污染物数量，积极开展废水净化处理等已成为日益紧迫的任务。

但是，减少和防止海洋污染并不是保护海洋环境的全部内容。适当的生产安排和合理的资源开发也是不可忽视的。例如，合理利用海涂，将使近岸带生物活动基地得到保护；合理开采海滨砂矿，可使海岸保持平衡，避免侵蚀加剧；禁止对鱼类和其他水产资源的滥捕滥捞，可防止其数量锐减甚或绝灭，等等。

第六节　河　流

一、河流、水系和流域

陆地水是自然地理要素之一。陆地水的存在方式,运动和变化,作为活跃的外动力之一对地表形态的形成和改造,以及对气候、植被等其他自然要素的作用,尤其是作为不可缺少的资源对人类生活的重要影响,充分显示了它们在地球自然景观形成、发展和人类社会发展中的重要性。陆地水主要以河流、湖泊、沼泽、冰川和地下水等形式存在。

(一) 河流、水系和流域的概念

降水或由地下涌出地表的水,汇集在地面低洼处,在重力作用下经常地或周期地沿流水本身造成的洼地流动,这就是河流。河流沿途接纳众多支流,并形成复杂的干支流网络系统,这就是水系。一些河流以海洋为最后的归宿,另一些河流注入内陆湖泊或沼泽,或因渗漏、蒸发而消失于荒漠中,于是分别形成外流河和内陆河。

每一条河流和每一个水系都从一定的陆地面积上获得补给,这部分陆地面积便是河流和水系的流域,也就是河流和水系在地面的集水区。河流和水系的地面集水区与地下集水区往往并不重合,但地下集水区很难直接测定。所以,在分析流域特征或进行水文计算时,多用地面集水区代表流域。由两个相邻集水区之间的最高点连接成的不规则曲线,即为两条河流或两个水系的分水线。任何河流或水系分水线内的范围,就是它的流域。

(二) 水系形式

水系形式是一定的岩层构造、沉积物性质和新构造应力场的反映。据此,水系形式通常分为树枝状、格状和长方形三类。树枝状水系一般发育在抗侵蚀能力比较一致的沉积岩或变质岩区;格状水系经常出现在岩层软硬相间、地下水源比较丰富的平行褶皱构造区;长方形水系则往往和巨大的断裂构造相联系。

水系形式也可按干支流相互配置的关系或它们构成的几何形态来划分。如众多支流集中汇入干流,称扇状水系;支流比较均匀地分布于干流两侧,交错汇入干流,叫羽状水系;一侧支流很少,而另一侧支流众多,称梳状水系;支流与干流平行,至河口附近才汇合,称为平行水系,等等。还可根据水系流向的相互关系划分水系类型,如向心水系、辐散状水系等。

(三) 河流的纵横断面

河源与河口的高度差,即是河流的总落差;而某一河段两端的高度差,则是这一河段的落差;单位河长的落差,叫做河流的比降,通常以小数或千分数表示。河流纵断面能够很好地反映河流比降的变化。以落差为纵轴,距河口的距离为横轴,据实测高度值定出各点的坐标,连接各点即得到河流的纵断面图(图 4 – 17)。河流纵断面分为四种类型:全流域比降接近一致的,为直线形纵断面;河源比降大,而向下游递减的,为平滑下凹形纵断面;比降上游小而下游大的,为下落形纵断面;各段比降变化无规律的,可形成折线形纵断面。

流域内岩层的性质、地貌类型的复杂程度及河流的年龄,都影响纵断面的形态。在软硬岩层交替处,纵断面常相应出现陡缓转折。山地和平原、盆地交接处,纵断面也发生变化。年轻河流

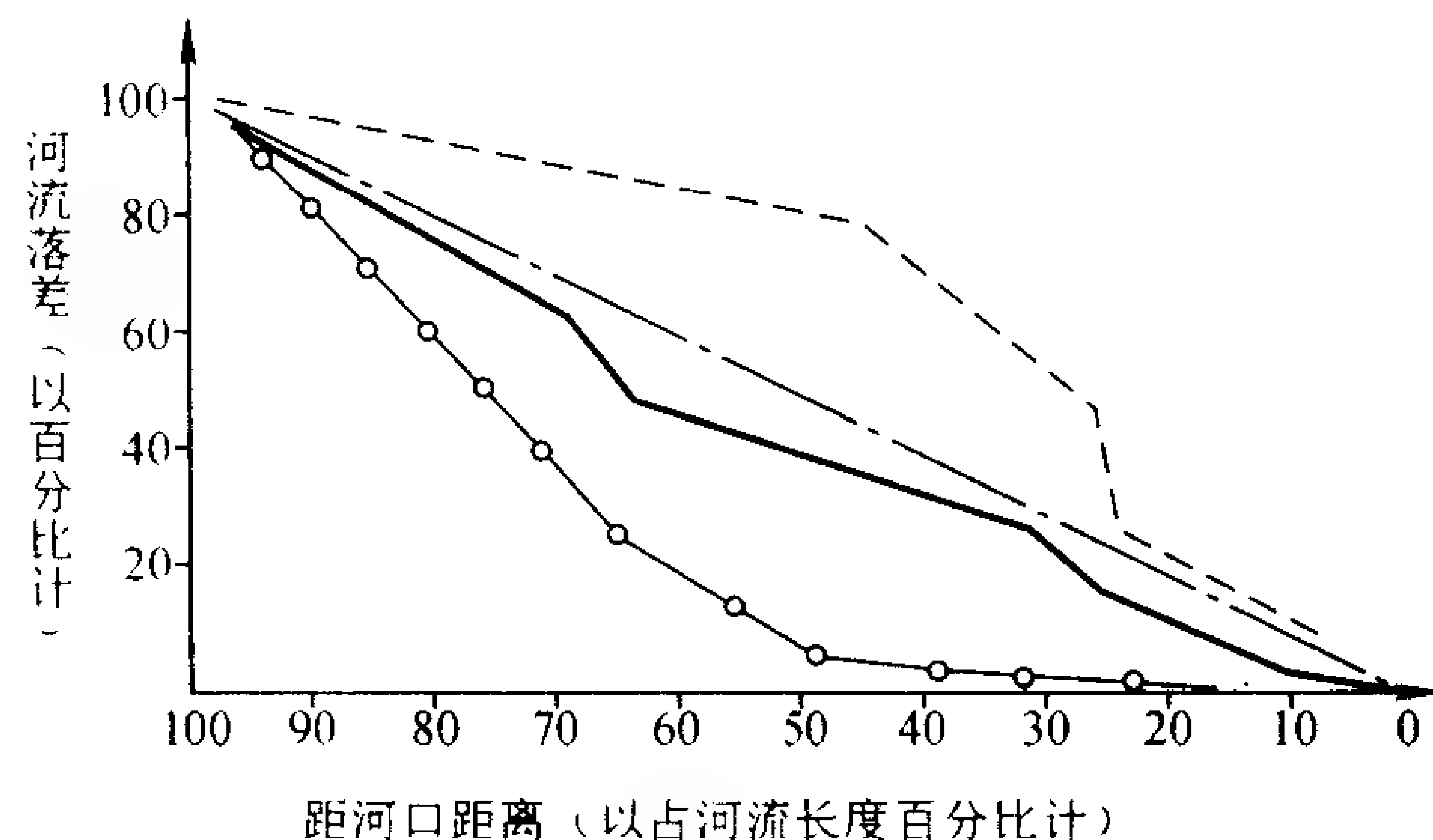


图 4-17　河流纵断面

纵断面多呈上落形或折线形；老年河流则多呈平滑下凹曲线形。后者有时被称为均衡剖面。

河槽中垂直于流向并以河床为下界、水面为上界的断面，是河流的横断面。由于地转偏向力和弯曲河道中河水离心力的影响，水面具有横比降；由于流速分布不均匀，水面还发生凹凸变形。所以河水面不是一个严格的平面。

（四）河流的分段

一条河流常常可以根据其地理－地质特征分为河源、上游、中游、下游和河口五段。河源指河流最初具有地表水流形态的地方，因此也是全流域海拔最高的地方，通常与山地冰川、高原湖泊、沼泽和泉相联系。上游指紧接河源的河谷窄、比降和流速大、水量小、侵蚀强烈、纵断面呈阶梯状并多急滩和瀑布的河段。中游水量逐渐增加，但比降已较和缓，流水下切力已开始减小，河床位置比较稳定，侵蚀和堆积作用大致保持均衡，纵断面往往成平滑下凹曲线。下游河谷宽广，河道弯曲，河水流速小而流量大，淤积作用显著，到处可见浅滩和沙洲。河口是河流入海、入湖或汇入更高级河流处，经常有泥沙堆积，有时分汊现象显著，在入海、湖处形成三角洲。

河源的确定通常是根据“河源唯远”和“水量最丰”的原则。其余各段的划分则应以河流的主要自然特征为依据。但实际上，由于不同研究者分别着重考虑地貌、水文或其他特征，因此，一条河流上中下游的划分常常不一致。

（五）流域特征对河流的影响

流域面积是流域的重要特征之一。河流水量的大小和流域面积大小有直接关系。除干燥区外，一般是流域面积愈大，河流水量也愈大。流域形状对河流水量变化也有明显的影响。圆形或卵形流域降水最容易向干流集中，从而形成巨大的洪峰；狭长形流域洪水宣泄比较均匀，因而洪峰不集中。流域的高度主要影响降水形式和流域内的气温，进而影响流域的水量变化。根据某一高度上的降雨、降雪量和融雪时间，可以估计河流的水情变化。

流域方向或干流方向对冰雪消融时间有一定的影响。如流域向南，降雪可能较快消融，形成径流或渗入土壤；流域向北，则冬季降雪往往迟至次年春季才开始融化。

流域中干支流总长度和流域面积之比，称为河网密度 D(km/km^2)。其式为

$$D = \frac{\Sigma L}{F}$$

河网密度是地表径流丰富与否的标志之一。流域气候、植被、地貌特征、岩石土壤的渗透性

和抗蚀能力,是河网密度大小的决定性因素。

二、水情要素

河流是通过其流水活动影响和改变地理环境的。为了认识河流的特征及其地理意义,必须首先了解有关河流水情的一些基本概念。

(一)水位

河流中某一标准基面或测站基面上的水面高度,叫做水位。水位高低是流量大小的主要标志。流域内的径流补给是影响流量、水位变化的主要因素。但是,其他因素也可以影响水位变化。例如,流水侵蚀或堆积作用造成河床下降或上升;拦河坝改变了河流的天然水位情势;水草或冰情等使水流不畅,水位升高;入海河流的河口段和感潮段由于潮汐和风的影响而引起水位变化。可见,水位变化是多种因素同时作用的结果。这些因素具有各自不同的变化周期,如流水侵蚀作用具有多年变化周期,径流补给形式的变化具有季节性周期,潮汐影响具有日变化周期,等等,因而,河流的水位情势是非常复杂的。

河流水位有年际变化和季节变化,山区冰源河流甚至有日变化。水位变化具有重要的实际意义。根据水位观测资料,可以确定洪水波传播的速度和河流水量周期性变化的一般特征。用纵坐标表示不同时间的水位高度,用横坐标表示时间,可以绘出水位过程线。通过分析水位过程线,可以研究河流的水源、汛期、河床冲淤情况和湖泊的调节作用。

在实际工作中,除了解某一时段水位变化的一般规律外,还必须知道水位变化的某些特征值,例如平均水位、平均高水位、平均低水位、中水位、常水位等等。平均水位是单位时间内水位的平均值。平均高水位与平均低水位则是各年最高水位与最低水位各自的平均值。中水位是一年中观测水位值的中值。常水位指一年中水位最常出现值。

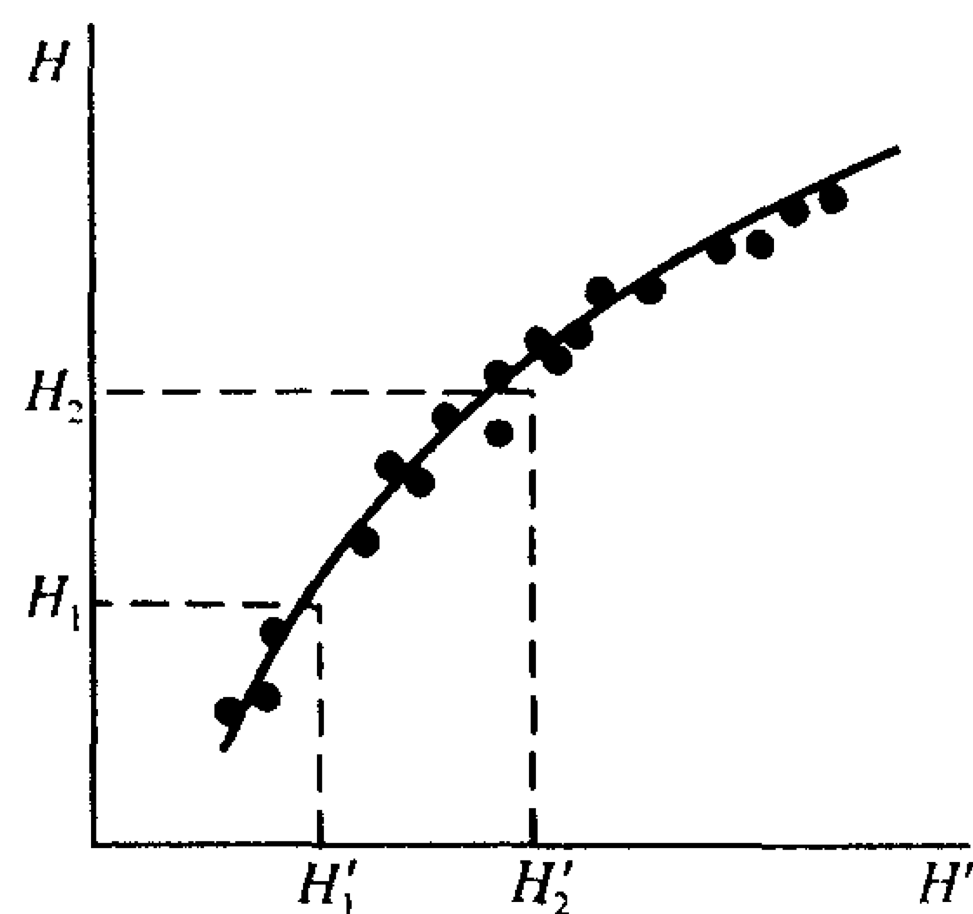


图 4-18 相应水位曲线

河流各站的水位过程线上,上下游站在同一次涨落水期间位相相同的水位,叫相应水位。可以用纵轴表示上游站水位,以横轴表示下游站水位,绘制出两个测站的相应水位曲线(图 4-18)。相应水位曲线可用于插补或改正另一测站的观测资料,或推断某一未设站河段的水位变化过程。根据相应水位出现的时序,可以预报洪水,推算洪峰水位高度及变化情况等。

(二)流速

流速指水质点在单位时间内移动的距离。它决定于纵比降方向上水体重力的分力与河岸和河底对水流的摩擦力之比。

可以运用等流速公式,即薛齐公式计算水流某一时段的平均流速 v:

$$v = c\sqrt{RI}$$

式中,R 为水力半径,为过水断面面积与水浸部分弧长之比;I 为河流纵比降;c 为待定系数。

这是一个应用很广的基本公式。建立这一公式的基本出发点是:只有动力与摩擦力相等时,水流才沿河槽作等速运动(图 4-19)。

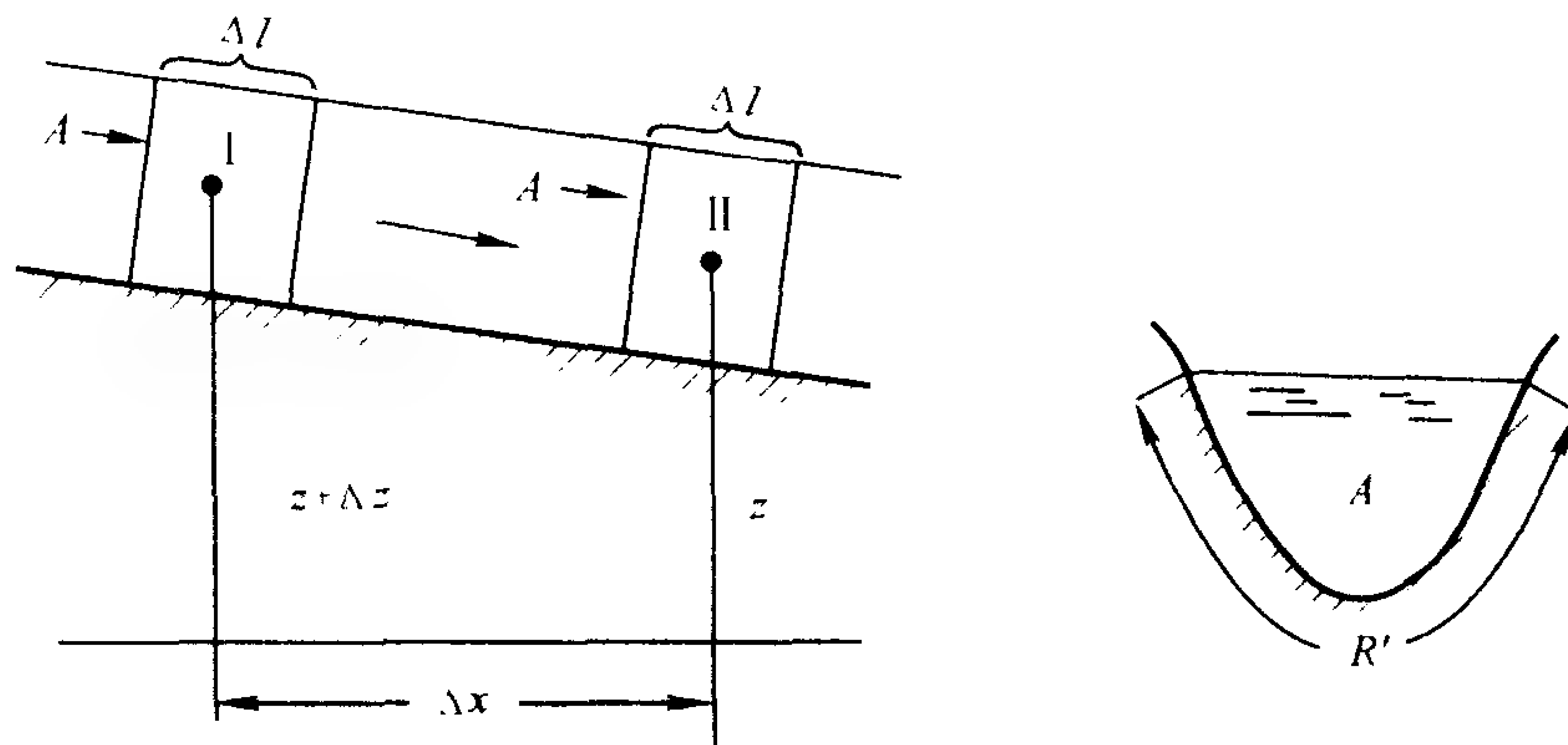


图 4-19 推导平均流速公式的示意

设 A 为河槽过水断面面积；Δl 为水体长度；w 为单位体积水的重量；φ 为单位面积的摩擦力；Δx 为水体移动的距离；R' 为河水断面水浸部分弧长；Δz 为水体重心向下移动的高度。当水体作等速运动时，水体受河床阻力而作功：

$$P_1 = \varphi R' \Delta l \Delta x$$

此时水体下落所释放的位能为：

$$P_2 = wA\Delta l \Delta z$$

$$\because \quad P_1 = P_2$$

$$\therefore \quad wA\Delta l\Delta z = \varphi R' \Delta l \Delta x$$

$$\therefore \quad \frac{\Delta z}{\Delta x} = \frac{\varphi R'}{wA} = I$$

I 是河流的纵比降。已知水力半径的定义为$\frac{A}{R'} = R$，则

$$I = \frac{\varphi}{wR}$$

根据实验资料，$\frac{\varphi}{w}$值与平均流速的平方成正比，即

$$\frac{\varphi}{w} = bv^2$$

式中，b 为经验系数，它与河槽过水断面深度、大小和形状有关，因此，等式 $I = \frac{\varphi}{wR}$可写为

$$I = \frac{bv^2}{R} \text{或} RI = bv^2$$

$$\therefore \quad v = \sqrt{\frac{1}{b}RI}$$

$$\sqrt{\frac{1}{b}} = c$$

则

$$v = c\sqrt{RI}$$

薛齐公式中的系数 c 是一个不定值，可能决定于糙度、深度、过水断面形状等。许多人力图通过实验确定 c 值。两个最常用的计算 c 值的公式为：

1. 满宁公式

$$c = \frac{1}{n}R^{\frac{1}{6}}$$

式中，n 为河槽粗糙系数（可根据表 4-6 查出其数值）；R 为水力半径。

2. 巴甫诺夫斯基公式

$$c = \frac{1}{n}R^{x}$$

此式与满宁公式不同之处在于 R 具有可变指数。当 $x = \frac{1}{6}$ 时，实际上和满宁公式相同。x 是与 R、n 有关的系数，可由下式求得：

$$x = 2.5\sqrt{n} - 0.13 - 0.75\sqrt{R}(\sqrt{n} - 0.10)$$

河流中流速的分布是不一致的。河底与河岸附近流速最小，流速从水底向水面和从岸边向主流线递增。绝对最大流速出现在水深的 1/10～3/10 处，弯曲河道的最大流速接近凹岸处，平均流速与水深 6/10 处的点流速相等。

表 4-6 天然水流之河槽糙率分类

类别	河　槽　特　征	$\frac{1}{n}$	n
1	情况良好（即河槽糙率小），光滑、笔直、畅流无阻的土质河流	40	0.025
2	平原类型的有稳定水流的河槽（大部分是河床与水流都比较好的大河及中河）。河床与水流情况良好的季节性河道	30～35	0.033
3	一般的平原上稳定的水流。河身弯曲，水流方向略不规则的河道。或河道虽平直但河底地形不平整者（有浅滩、深潭）	25	0.040
4	阻塞显著的河槽。弯曲、多草、多石、水流湍急。季节性河流，洪水期内可挟带数量可观的冲积物而被覆盖的河床。河底为粗砾石或长满植物的整齐河槽	20	0.050
5	弯曲、阻塞很严重，间歇性水流的河槽。杂草很多，不平整的河滩水面，不平整的山溪性石灰质河槽；平原河流多石滩河段	15	0.067
6	阻塞极显著的河道与河谷，杂草丛生，水流微弱或有大深潭者。山地类型的巨石河道，水流汹涌，水花四溅	12.5	0.080
7	河滩情况同上，但有极不规则的横流、小河弯等等 高山瀑布类型的河流，礁石突出，水珠飞溅，致使水流失去透明而呈白色。水声喧腾，交谈困难	10	0.100
8	沼泽类型的河流（有杂草、草丘，有些地方河水几乎停滞不流） 有很大死水区，有局部深湖的河滩	7.5	0.133
9	由泥土、石子组成的泥石流，草木密生的河滩（整片原始森林）	5	0.200

（三）流量

单位时间内通过某过水断面的水量，叫做流量（m^3/s）。测出流速和断面积就可以知道流量：

$$Q = A\bar{v}$$

式中，A 为断面积；$\bar{v}$ 为平均流速。

流量是河流的重要特征值之一。流量变化将引起流水蚀积过程和水流的其他特征值的变化。随着流量的变化，水位也发生变化。流量和水位之间有着内在联系。

已知 $Q = A\bar{v}$

据薛齐公式 $v = c\sqrt{RI} = f_1(H)$

而 $A = f_2(H)$

那么，$Q = f_1(H)\cdot f_2(H) = F(H)$

这个公式所表示的曲线就是水位流量关系曲线(图 4-20)。其实际意义在于可利用水位资料推求流量，所以在水文工作中用途很广。

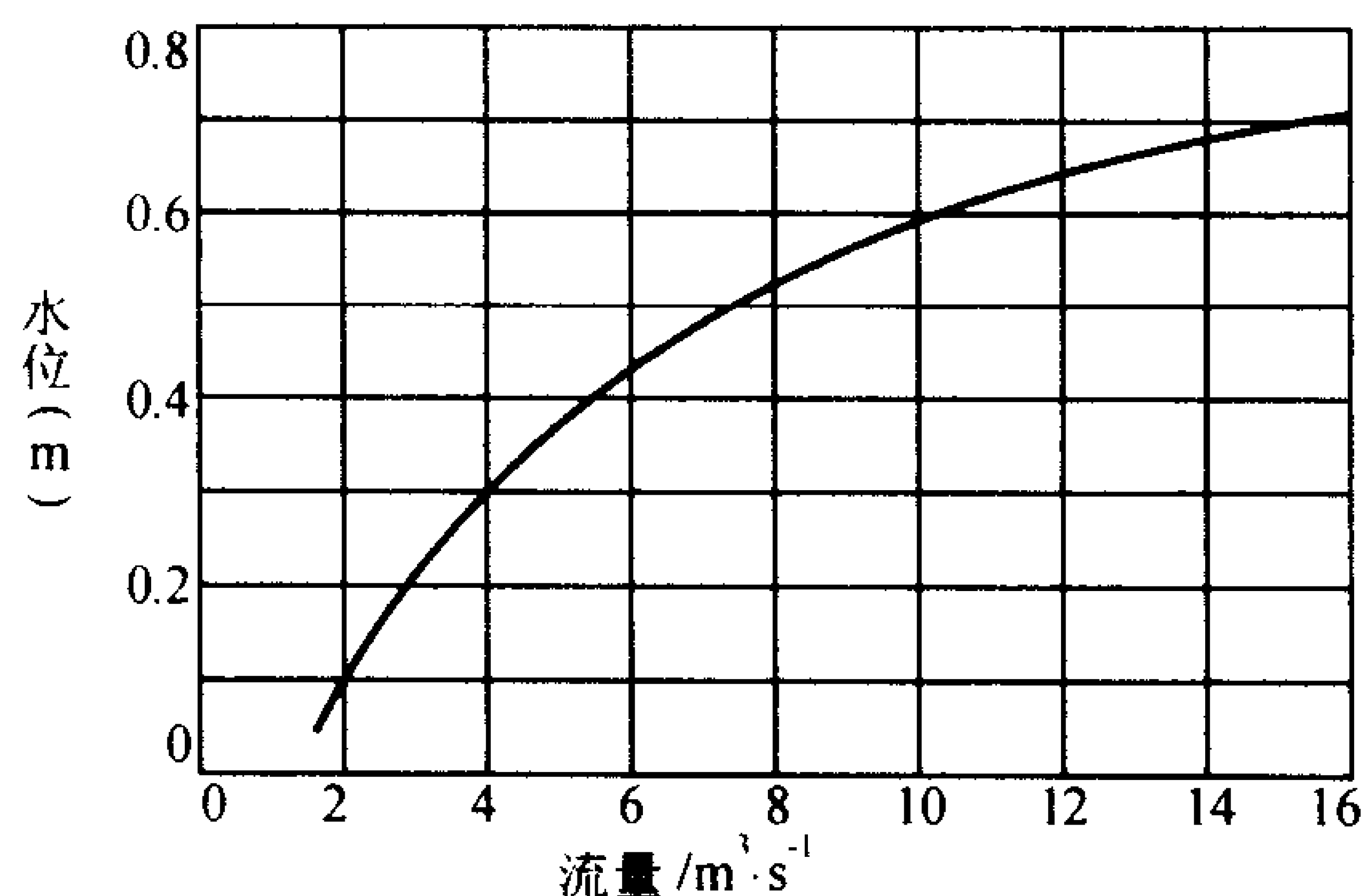


图 4-20 水位流量关系曲线

在实际工作中，还常常需要绘制另一种曲线——流量过程线。以横轴表示时间，纵轴表示流量，连接各坐标点，得出 $Q = f(t)$ 曲线，即流量过程线(图 4-21)。在横轴和两纵线间，过程线所包围的面积，等于相应期间的径流总量。河流的流量过程线是这一河流各种特征的综合。分析流量过程线相当于综合研究流域的特征。

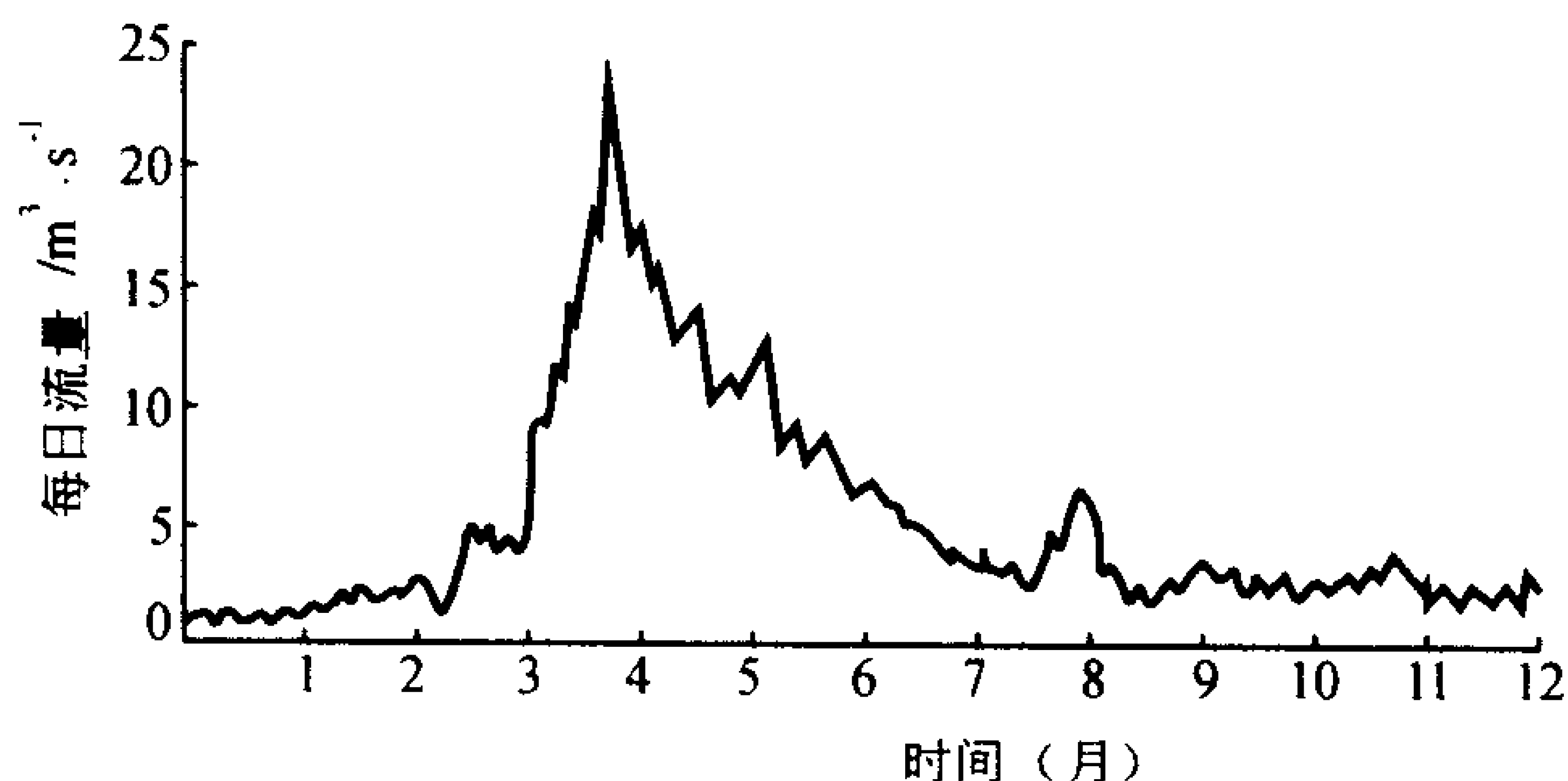


图 4-21 流量过程线

(四) 水温与冰情

河流的补给特征是影响河水温度状况的主要因素。由冰川和积雪补给的河流、水温必然较低；从大湖泊流出的河流，春季水温低而秋季水温高；地下水补给量丰富的河流，冬春季水温较高。还有许多其他因素，例如太阳辐射和流域气温等影响河水温度。

河水温度也随时间而变化。夏季水温有明显的日变化，而且中低纬河流比高纬河流显著。季节变化表现为夏季水温高，冬季水温低。北方河流可以发生结冻现象。

河水温度还随流程远近而发生变化。流程愈近，水温与补给水源的温度愈接近；流程愈远，水温受流域气温的影响愈显著，河水与大气及河谷地表的热交换将使水温发生变化。一般说来，由于发源地海拔高，河口海拔低，水温从上游向下游增高。长江发源于青藏高原上唐古拉山北坡格拉丹冬冰川，源区和上游水温都很低，但它经过四川盆地和中下游平原之后，到河口地段水温升高。河流水温在很大程度上还受到河流流向的影响。亚欧大陆和北美大陆向北流入北冰洋的大小河流，愈向下游水温愈低。甚至一条河流的个别北向河段这一特点也表现得相当突出。例如，兰州以下的黄河河段，北向银川平原，冬末春初，兰州附近早已解冻，而宁夏境内河段仍被坚冰封闭。

当气温降到0℃以下，水温降到0℃时，河水中开始出现冰晶，岸边形成岸冰。冰晶扩大，浮在水面形成冰块。随着冰块增多和体积增大，河流狭窄处和浅水处首先发生阻塞，最后使整个河面封冻。我国北方河流每年都有时间长短不等的封冻期，长的可达1～5个月。

三、河川径流

（一）径流的形成和集流过程

径流的形成是一个连续的过程，但可以划分为几个特征阶段。了解这些阶段的特点，对于水文分析是重要的。

1. 停蓄阶段　降水落到流域内一部分被植物截留，另一部分被土壤吸收，然后经过下渗，进入土壤和岩石孔隙中，形成地下水。所以降水初期不能立即产生径流。降水量超过上述消耗而有余时，便在一些分散洼地停蓄起来。这种现象称为填洼。对于径流形成而言，停蓄阶段是一个耗损过程；但从增加雨水对地下水的补给和减少水土流失来说，这个阶段具有重要意义。

2. 漫流阶段　植物截留和填洼都已达到饱和，降水量超过下渗量时，地表便开始出现沿天然坡向流动的细小水流，即坡面漫流。坡面漫流逐渐扩大范围，并分别流向不同的河槽里，叫漫流阶段。这个阶段只有下渗起着削减径流形成的作用。而土壤、岩石的下渗强度，从开始下渗即逐步减小，一定时间后常成为稳定值，这个稳定值称为稳渗率。所以漫流阶段的产流强度，决定于降水强度和土壤稳渗率之差。各种土壤的下渗强度不同，故产流情况也不一样。在同样降水强度下，砂质土地区产流强度较小，而壤土地区产流强度较大。

坡面漫流是地表径流向河槽汇集的中间环节，分为片流、沟流和壤中流三种形式，其中，沟流是主要形式。水在地表纹沟中流动，流速一般不超过1～2 m/s，但流速和流量都从坡顶向坡底增加，冲刷力也相应地向坡底增强。片流并不多见。壤中流是指水在地表下数厘米的土壤中流动，其速度不大，开始时间也比较晚，但降水停止后仍可持续一段时间。地表土壤物质往往由这种坡面漫流带入河槽。

3. 河槽集流阶段　坡面漫流的水进入河道中，沿河网向下游流动，使河流流量增加，叫做河槽集流。河槽集流阶段，大部分河水流出河口，小部分渗入河谷堆积物补给地下水。待洪水消退后，地下水又反过来补给河流。河槽集流过程在降水停止后还将继续很长时间。这个阶段包括雨水由坡面进入河网，最后流出出口断面的整个过程，是径流形成的最终环节。

上述三个阶段是指长时间连续降水下发生的典型模式。实际上由于每次降水的强度和持续时间不同，各流域自然条件也不一样，无论是不同流域，或是同一流域在不同降水过程中的径流

形成,都可能有差别。

(二)径流计量单位

在研究某时段内河流水量变化和比较各河流的径流量时,都必须采用适当的量值来计算。常用的量有以下几种:

1. 流量 Q　在单位时间内通过河道过水断面的水量,称为流量(m^3/s)。其式为

$$Q = Av$$

式中,A 为过水断面面积;v 为水流的平均流速。

2. 径流总量 W　在一特定时段内流过河流测流断面的总水量,称为径流总量(m^3 或 km^3),例如年径流总量。计算径流总量的公式为

$$W = QT$$

式中,T 为时间(年、月);Q 为时段平均流量。

3. 径流模数 M　单位时间单位面积上产出的水量,称为径流模数($m^3/a \cdot km^2$)。径流模数与流量之间的关系的公式为

$$M = \frac{Q}{F}$$

式中,F 为流域面积(km^2)。

在所有计算径流的常用量中,径流模数最能说明与自然地理条件相联系的径流的特征。通常用径流模数来比较不同流域的单位面积产水量。

4. 径流深度 y　研究河流径流时,需要把径流量与降水量进行比较。降水量是用毫米为单位的,径流量也须用毫米为单位。流域面积除该流域一年的径流总量,即得到径流深度

$$y = \frac{W}{F}$$

由于 W 和 F 都须要化为毫米,所以上式可写为

$$y = \frac{W \times 10^9}{F \times 10^{12}} = \frac{W}{F} \times 10^{-3} (\mathrm{mm})$$

径流模数 M 与径流深度 y 之间,有以下关系

已知

$$W = QT$$

从

$$M = \frac{Q}{F} \times 1\,000 (\mathrm{l/km^2})$$

可得

$$\frac{Q}{F} = M \times 10^{-3}$$

$$\therefore y = \frac{W}{F} \times 10^{-3} = \frac{QT}{F} \times 10^{-3} = M \cdot T \cdot 10^{-6}$$

这个水量是以一年计算的,即

$$T = 31.5 \times 10^6 (\mathrm{s})$$

所以 y 与 M 的关系可以表示为

$$y = 31.5M \text{ 或 } M = \frac{1}{31.5} y = 0.0317y$$

如果把 T 作为以百万计的秒数,则

$$y = M \cdot T \text{ 或 } M = \frac{y}{T}$$

5. 径流变率(模比系数 K) 任何时段的径流值 M_1、Q_1 或 y_1 等,与同时段多年平均值 M_0、Q_0 或 y_0 之比,称为径流变率或模比系数

$$K = \frac{M_1}{M_0} = \frac{Q_1}{Q_0} = \frac{y_1}{y_0}$$

6. 径流系数 α 一定时期的径流深度 y 与同期降水量 x 之比,称为径流系数

$$\alpha = \frac{y}{x}$$

径流系数常用百分数表示。降水量大部分形成径流则 α 值大,降水量大部分消耗于蒸发和下渗,则 α 值小。

(三) 正常径流量

河流的年正常径流量是指多年径流量的算术平均值,即平均每年中流过河流某一断面的水量。它是一个比较稳定的数值,也是一个重要的特征值。只有径流年际变化较小,或者有相当长的观测资料时,才能够精确地计算出河流的正常径流量。

算术平均值能够比较简单地概括一系列观测数据。假定某个水文要素的观测共有 n 项,各项的数值分别为 x_1、x_2、$x_3 \cdots x_n$,则其算术平均值为

$$\bar{x} = \frac{x_1 + x_2 + x_3 \cdots + x_n}{n} = \frac{1}{n}\sum_{1}^{n} x_i$$

当缺乏长期观测资料时,$\bar{x}$ 受到极值的影响,并不稳定。为了弥补这一不足,必须考虑系列的离散程度。例如有下面两个系列

第一系列: 5　10　15;　　第二系列: 1　10　19

算术平均值相同,即 $\bar{x} = 10$,但离散程度不同。前者只变化于 5 ~ 15 之间,后者却变化于 1 ~ 19 之间。

研究任何系列的离散程度,都必须以均值为中心来考察。系列中某一个值 x_i 与均值 $\bar{x}$ 的差,称为离均差或简称离差。各离差平均值等于零。显然,用离差平均值来说明系列的离散程度是无效的。因此必须采用离差值平方的平均数,然后开方,作为鉴定系列离散程度的参数,这个参数称为均方差 σ。

$$\sigma = \sqrt{\frac{\Sigma(x_i - \bar{x})^2}{n}}$$

按此式计算上述两系列的均方差,则得到 $\sigma_1 = 4.08$,$\sigma_2 = 7.35$。第一系列的均方差小于第二系列,说明第一系列数值集中,变化较小。

但是,均方差并不适合于比较两个具有不同均值的系列,例如,

第一系列: 5　10　15;　　第二系列: 995　1 000　1 005

这两个系列的均方差相同,说明其绝对离散程度是一样的,但因其均值分别为 10 和 1 000,第一系列中最大最小值与均值之比为 1/2,第二系列却是 1/200。为了克服这一缺点,数理统计中用均方差与均值之比作为衡量相对离散程度的参数,这就是离差系数 C_v。

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{x}} = \frac{1}{\bar{x}}\sqrt{\frac{\Sigma(x_i - \bar{x})^2}{n}}$$

按此式计算,上述两系列的离差系数分别为

$$C_v = \frac{4.08}{10} = 0.408; \qquad C_v = \frac{4.08}{1\ 000} = 0.004\ 08$$

这说明第二系列的变化程度远较第一系列小。

C_v 值反映各年中具体水量的相对变动程度，在径流计算中很重要。表 4-7 表示 C_v 值和观测系列长短与正常径流量计算的准确程度的关系。

表 4-7　C_v 值、观测年数和准确程度的关系

C_v	达到下列准确度(%)必须的观测年数							
	±4.0	±5.0	±6.0	±7.0	±8.0	±9.0	±10.0	±20.0
0.15	14	9	6	5	4	3	2	1
0.20	25	16	11	8	6	5	4	1
0.25	39	25	17	13	10	8	6	2
0.30	56	36	25	19	14	11	9	2
0.35	76	49	33	25	19	15	12	3
0.40	100	64	44	33	25	20	16	4
0.45	126	81	55	42	32	25	20	5
0.50	156	100	69	50	39	31	25	6
0.55	189	121	83	62	47	38	30	8
0.60	225	144	99	74	56	45	36	9

根据实测资料年限长短不同，可以分别采用下列方法推求河流的正常径流量：1）具有 30～40 年或更长连续观测系列的，可以把径流量的算术平均值作为正常径流量；2）只有短期资料时，选择参证站、参证流域或与径流量有成因联系的变量（如降水量），建立相关关系，延长系列；3）缺乏实测资料时，则以径流等值线方法或应用经验公式估算。

（四）径流的变化

1. 年内变化　随着气候的周期性变化，一年中河流补给状况、水位、流量等也相应发生变化。根据一年内河流水情的变化，可以分为若干个水情特征时期，如汛期、平水期、枯水期或冰冻期。

河流处于高水位的时期称为汛期。我国绝大多数河流的高水位是夏季集中降水造成的，故又叫夏汛。夏汛期径流量大，洪峰起伏变化急剧，是全年最重要的水情阶段。各河流的夏汛期长短不一，南方河流因雨季早而持续时间长，夏汛期也长。春季积雪融化形成的河流高水位，叫做春汛。华北、东北的河流都有春汛，但水量比夏汛小，历时也不长。

枯水期是河流处于低水位的时期。我国河流枯水期一般出现在冬季。这段时间河水主要依靠地下水补给，流量和水位变化很小；如果此时河流封冻，又可称冰冻期。

平水期是河流处于中常水位的时期。洪水过后，退水较缓慢，所以从汛期到枯水期之间有一段过渡时期，水位处于中常状况。我国河流的平水期多在秋季，时间不长。

2. 年际变化　径流量的年际变化往往由降水量的年际变化引起。通常以径流的离差系数来表示年径流的变化程度。我国中等河流的离差系数，长江以南一般在 0.30 以下，长江下游、黄河中游各河流和东北山区河流为 0.40，淮河为 0.60，海河为 0.70。这种大致从南向北增长的趋势，与我国降水量变率的分布趋势基本一致。

（五）特征径流

1. 洪水　河流水位达到某一高度，致使沿岸城市、村庄、建筑物、农田受到威胁时，称为洪水

位。连续的强烈降水是造成洪水的主要原因,积雪融化也可以造成洪水。流域内的降水分布、强度、降水中心移动路线,以及支流排列方式,对洪水性质有直接影响。

洪水按来源可分为上游演进洪水和当地洪水两类。上游径流量显著增加,洪水自上而下沿河推进,就形成上游演进洪水。当地洪水则是由所处河段的地面径流直接形成的。由于洪水形成条件不同,洪水过程线也有单峰、双峰、肥瘦等差别。

实际观测发现,同一河流的上游洪峰比较尖锐,变幅大,而下游则渐趋平缓,变幅也逐渐减小。洪水传播速度与河道形状有关,河道整齐的传播快,不规则的传播慢。若河流流经湖泊或泛出河道,则洪水传播速度更慢。

洪水期间,在没有大支流加入的河段中,同一断面上总是首先出现最大比降,接着出现最大流速,然后是最大流量,最后是最高水位。

2. 枯水　一年内没有洪水时期的径流,称为枯水径流。枯水期径流呈递减现象,久旱之后,可能出现年内最小流量。枯水径流主要来源于流域的地下水补给。

流域的地质和水文地质条件,最大程度地影响着地下水的储量及所补给河流的特性。砂砾层能大量储水,并在枯水期缓慢补给河流;粘土则相反。溶洞可以使大量雨水漏到地下深处成为持久而稳定的水源。河槽下切深度和河网密度,决定着截获地下水补给的水量大小。湖泊、沼泽、森林以及水库的调节作用都能增加枯水径流。我国大多数河流的枯水径流出现在10月至次年3~4月。

四、河流的补给

(一) 河流补给的形式

降水、冰川积雪融水、地下水、湖泊和沼泽,都可以构成河流的水源。

不同地区的河流从各种水源中得到的水量不同;即使同一条河流,不同季节的补给形式也不一样。这种差别主要是由流域的气候条件决定的,同时也与下垫面性质和结构有关。例如热带没有积雪,降水成为主要水源;冬季长而积雪深厚的寒冷地区,积雪在补给中起主要作用;发源于巨大冰川的河流,冰川融水是首要补给形式;下切较深的大河能得到地下水的补给,下切较浅的小河很少或完全没有地下水补给;发源于湖泊、沼泽或泉水的河流,主要依靠湖水、沼泽水或泉水补给。此外,人类通过工程措施,也可以给河流创造新的人工补给条件。

河流水量补给是河流的重要特征之一。了解了补给特征,有助于了解河流的水情特征和变化规律。

(二) 各种补给的特点

1. 降水补给　雨水是全球大多数河流最重要的补给来源。降水补给为主的河流的水量及其变化,与流域的降水量及其变化有着十分密切的关系。我国广大地区,尤其是长江以南地区的河流,降水补给占绝对优势。据估计,我国河流年径流量降水补给约占70%。河流水量与降水量分布一样,由东南向西北递减;河流多在夏秋两季发生洪水,也与降水集中于夏秋两季有关。

2. 融水补给　融水补给为主的河流的水量及其变化,与流域的积雪量和气温变化有关。这类河流在春季气温回升时,常因积雪融化而形成春汛。春季气温和太阳辐射不像降水量变化那样大,所以春汛出现的时间较为稳定,变化也较有规律。我国东北北部地区有的河流融水补给占

全年水量的20%，松花江、辽河、黄河的融水补给，可以形成不太突出的春汛。西北山区中山带的积雪及河冰融水，是山下绿洲春耕用水的主要来源。高山冰川的融水补给时间略迟，常和雨水一起形成夏季洪峰。

3．地下水补给　河流从地下所获得的水量补给，称地下水补给。地下水是河流较经常的水源，一般约占河流径流总量的15%～30%。地下水补给具有稳定和均匀两大特点。深层地下水因受外界条件影响较小，其补给通常没有季节变化，浅层地下水补给状况则视地下水与河流之间有无水力联系而定。

4．湖泊与沼泽水补给　湖泊、沼泽水补给量的大小和变化，取决于湖泊和沼泽对水量的调节作用。湖泊面积愈大，水量愈多，调节作用就愈显著。一般说来，湖泊沼泽补给的河流，水量变化缓慢而且稳定。

5．人工补给　从水量多的河流、湖泊中，把水引入水量缺乏的河流，向河流中排放废水等，都属于人工补给范围。

（三）河流水源的定量估计

为了准确地从河流总水量中划分出地表径流和地下径流，常常需要从河流的流量过程线中，把各种形式的补给分割出来。所以河流水源的定量估算，也叫做流量过程线的分割。

1．直线分割法　这是一种最简单的分割方法，如图4-22所示，从流量过程线最低点A，引一水平线和流量过程线相交于B，AB线以下部分即为地下水补给。在洪水前的枯水情况下，深层地下水补给比较稳定，用这种方法分割深层地下水简便而有效。但当有浅层地下水混杂其中时，这种方法就不适用了。雨后分割出来的地下水量往往小于实际补给量，地面径流量则大于实际补给量。改进办法是从A点引一斜线至流量过程线退水段上的地面径流停止点B'，AB'线以下部分就是地下水补给。B'点可以根据洪峰后的日数N在流量过程线上定出。直线分割法的根本缺陷在于忽视了河流与地下水的水力联系，因而误差较大。但因简便易行，在水文分析和计算中仍然常常应用。

2．退水曲线法　实际上是根据标准退水曲线，从流量过程线两端向内延伸，退水曲线以下部分就是地下径流。此法适用于河水与地下水没有水力联系的情况。如图4-23，从流量过程曲线的两端，A点向后延至C点，B点延到D点，再用直线CD把两条退水曲线连接起来，$ACDB$以下即为地下水补给。

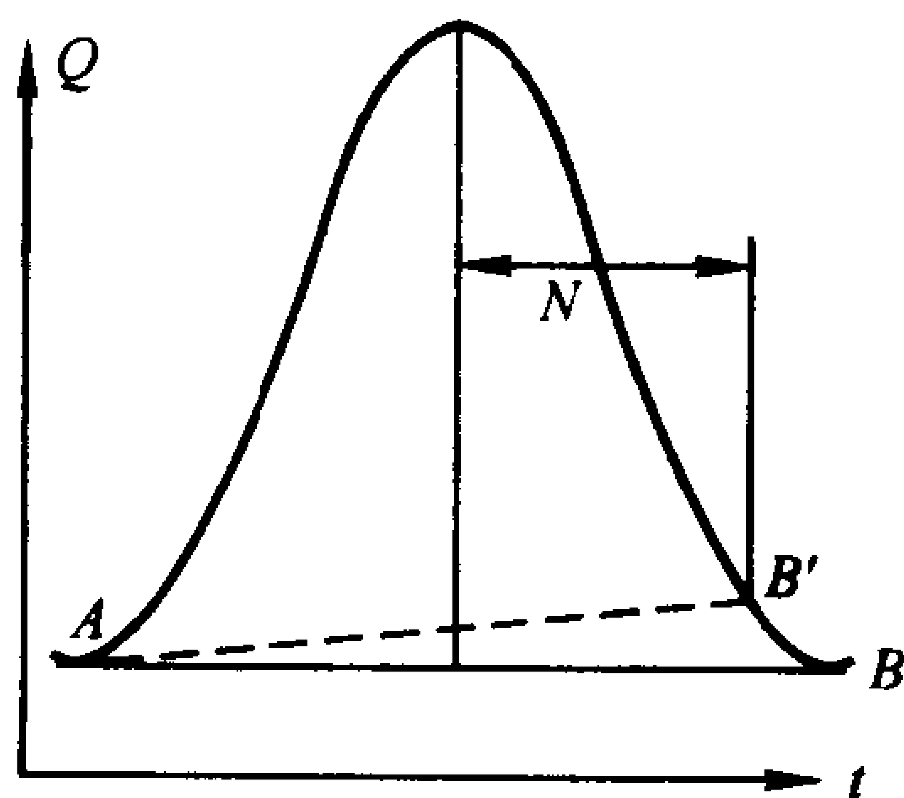


图4-22　直线分割法

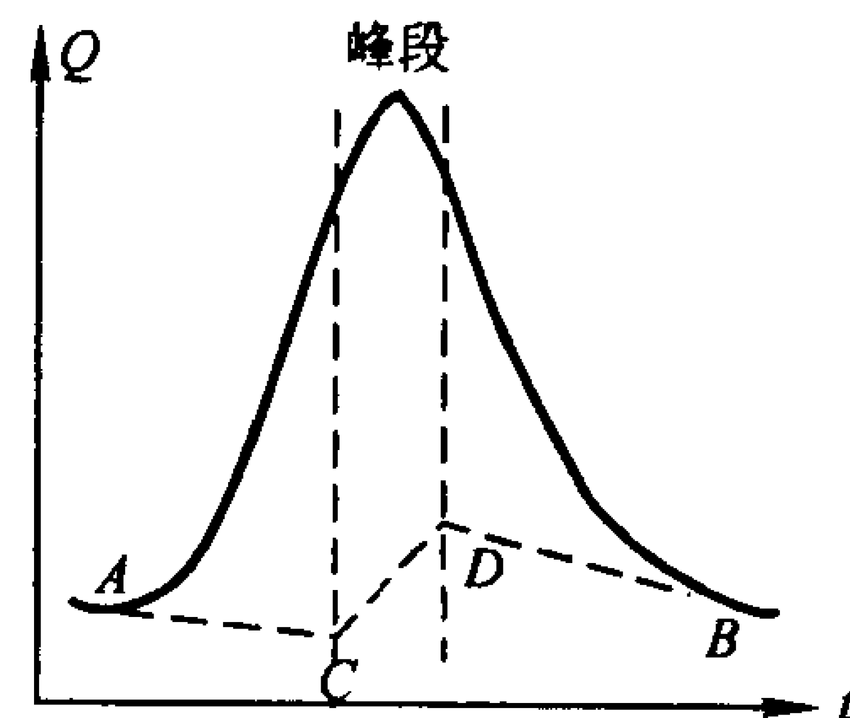


图4-23　退水曲线法

以上两种方法都只限于分割地面径流和地下径流两部分。地表径流各部分还可以进一步分

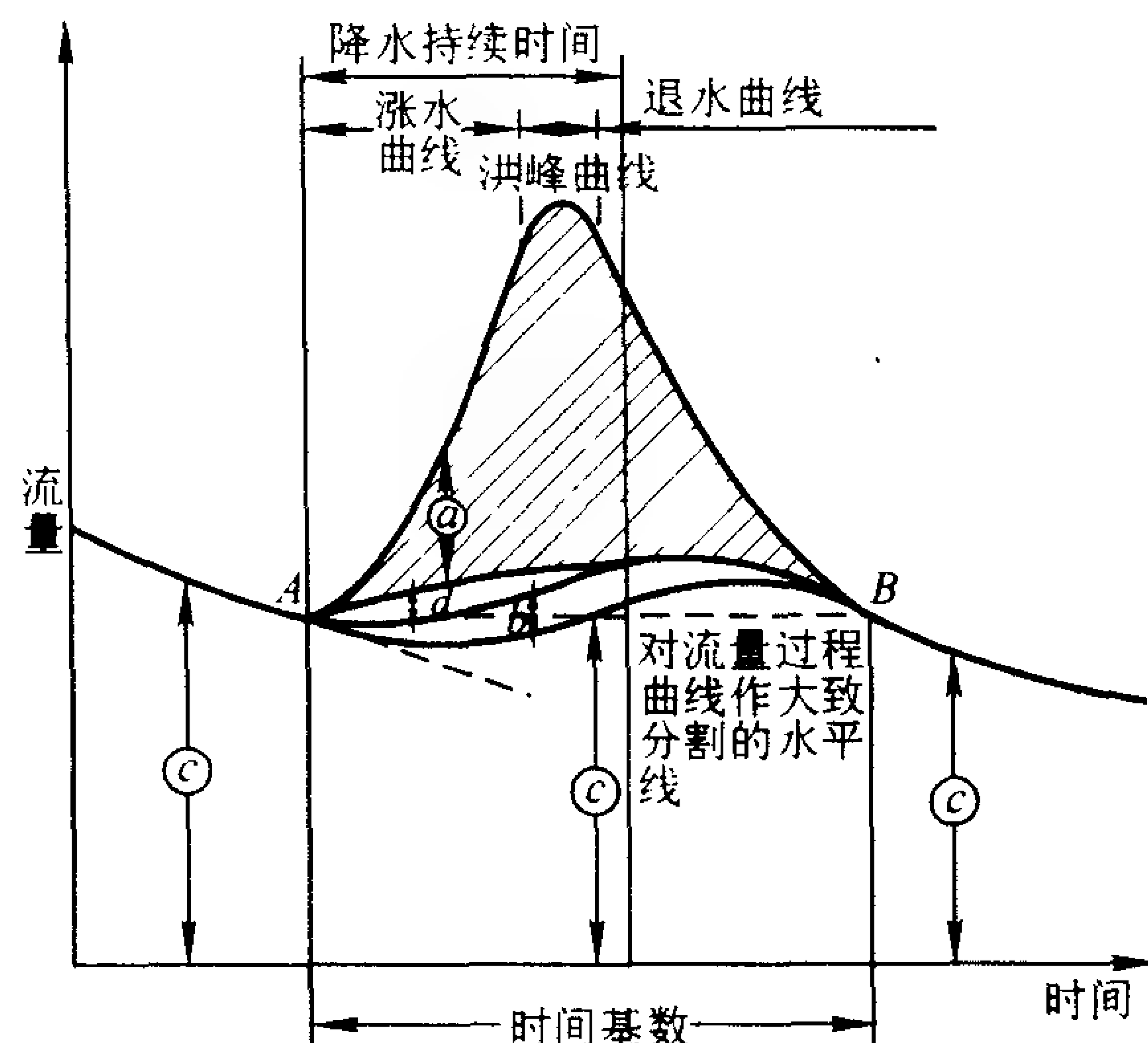


图 4-24 流量过程线各部分的分割

割,图 4-24 即为这种分割的一例。图中分别指出了洪水和降水持续时间。流量过程曲线明显地分为涨水曲线、洪峰曲线和退水曲线三个部分。涨水曲线代表最初一部分降水为土壤吸收后流量迅速加大的部分;洪峰曲线在降水终止前不久出现,其起点相当于单位时段内流量从增加到减少的转折点;其终点相当于单位时段内增加的流量减少到零的转折点。退水曲线代表流量逐步减少恢复到涨水以前的部分。整个洪水流量分属四个部分:径流 a 代表水文站以上流域所能集中的地表水流量,但对降水存在着迟滞现象。河道降水量 d 是直接进入上游各支流的降水部分,随降水的起止而起止;渗入土壤的水分 b 不转为潜水即从侧面溢入河流,但它在降水持续一段时间后才能增加到河流流量中,并在洪水流量恢复到雨前时终止。地下径流量 c 是洪水前河流流量的主要来源,在降水后直到洪峰出现的后期才会大量增加到河流中,对降水也存在迟滞现象。

五、流域的水量平衡

进入任意流域的水量,减去所消耗的部分,等于原有水量的绝对增加量,这就是流域水量平衡的原理。由这个原理出发,可以把进入某一流域的各种水量来源进行比较,并确定它们对水量情势的影响程度。设

x 为一定时间内流域的降水量; u_2 为收入超过支出时的增量;
w_1 为进入流域的地下径流量; z_1 为地表及土壤中凝结的水量;
w_2 为由地下径流方式流出的水量; z_2 为雪面、土面、叶面、水面蒸发量;
u_1 为支出超过收入时的减量; y 为以地表径流方式流出的水量。

以上所有数值都用水深表示,则一条河流任意时段的水量平衡方程式可写为

$$x = y + (z_2 - z_1) + (w_2 - w_1) + (u_2 - u_1)$$

以 z 表示减去了凝结量后的蒸发量,即

$$z = z_2 - z_1$$

以 u 表示流域内蓄水量的变化,以 w 表示该流域与相邻流域间地下水的交换量,即

$$u = u_2 - u_1$$

$$w = w_2 - w_1$$

由于 x、y 总是正数,大多数情况下 $z_1 < z_2$,因此 z 也几乎总是正数,而 u 和 w 可为正值也可为负值,所以平衡方程式可以写为

$$x = y + z \pm u \pm w$$

当其他条件相同时,流域面积越大,w 就越小,因此,将上述方程用于大流域时,w 项可以忽略,成为

$$x = y + z \pm u$$

如果不是研究任意时段,而是一年,则 $\pm u$ 只表示地表水的存蓄与消耗,即

$$x = y + z \pm u_{年}$$

当用此式表示多年水量平衡状况时,由于

$$\frac{1}{n}\sum_{1}^{n} \pm u \to 0$$

$$\therefore \bar{x} = \bar{y} + \bar{z}$$

式中,$\bar{x} = \frac{\Sigma x}{x}$为多年平均降水量;$y = \frac{\Sigma y}{y}$为正常径流量;$\bar{z} = \frac{\Sigma z}{z}$为正常蒸发量。

对于内陆流域,多年水量平衡式就更简单了:

$$\bar{x} = \bar{z}$$

即多年平均降水量等于多年平均蒸发量。

水量平衡的方法是研究各水情要素间数量关系的基本方法之一,在水文学中应用很广。

六、河流的分类

(一)河流分类的意义和原则

幅员广阔、河流众多的国家,不可能在短期内对其全部河流进行观测,但是,发展经济迫切需要河流水位、流量变化和水温动态方面的数据。因此,须借助河流分类来解决生产实际中提出的问题。在某一地区内,影响河流特征的气候、土壤、地质地貌条件大致相同,故河流存在着一定程度的相似性。在不同地区内,影响河流特征的各种条件差别很大,河流水文要素的变化规律当然不一样。因此,可以根据现有的河流水文资料进行综合分析,将其要素变化相似的河流,划归一个类型。当规划设计某一缺乏资料的河流时,就可用同类河流的水文变化规律作为参证。

河流分类原则包括 1) 以河流的水源作为河流最重要的典型标志,按照气候条件对河流进行分类;2) 根据径流的水源和最大径流发生季节来划分;3) 根据径流年内分配的均匀程度来划分;4) 根据径流的季节变化,按河流月平均流量过程线的动态来划分;5) 根据河槽的稳定性来划分;6) 根据河流及流域的气候、地貌、水源、水量、水情、河床变化等综合因素来划分。

这里列举的大部分原则既有局限性,又都有一定的实际应用价值,在为某个特定目的进行河流分类时,可以分别采用。

（二）我国河流的分类

我国流域面积在 100 km^2 以上的河流约有 50 000 条，其中长江长达 6 403 km，为世界第三大河。绝大多数河流分布在东部和南部，以属太平洋流域的为最多，最大；属印度洋流域的较少；属于北冰洋的最少。此外，还有一个广阔的内陆流域，面积占我国总面积的 36.4%，而径流量则仅占全国的 4.39%。

我国常以河流径流的年内动态差异为标志进行河流分类。这种分类反映了各类型河流的年内变化特征及其分布规律，对进一步深入研究河流水文和合理规划利用地表径流提供了科学依据。

1．东北型河流　包括东北地区的大多数河流。其主要水文特征是：

（1）由于冰雪消融，水位通常在 4 月中开始上升，形成春汛，但因积雪深度不大，春汛流量较小。

（2）春汛延续时间较长，可与雨季相连续，春汛与夏汛之间没有明显的低水位。春汛期间因流冰阻塞河道形成的高水位，在干旱年份甚至可以超过夏汛水位。

（3）河水一般在 10 月末或 11 月初结冰，冰层可厚达 1 米。结冰期间只依靠少量地下水补给，1～2 月份出现最低水位。

（4）纬度较高、气温低、蒸发弱、地表径流比我国北方其他地区丰富，径流系数一般为 30%，全年流量变化较小，如哈尔滨松花江洪枯水量之比为 15:1。

2．华北型河流　包括辽河、海河、黄河以及淮河北侧各支流。其主要特征是：

（1）每年有两次汛峰，两次枯水，3～4 月间因上游积雪消融和河冰解冻形成春汛，但不及东北型河流显著。

（2）夏汛出现于 6 月下旬至 9 月，和雨期相符合，径流系数 5%～20%，夏汛与春汛间有明显枯水期，有些河流甚至断流，造成春季严重缺水现象。

（3）雨季多暴雨，洪水猛烈而径流变幅大，如黄河陕县站最大流量与枯水期流量之比为 110:1。

3．华南型河流　包括淮河南侧支流，长江中下游干支流，浙、闽、粤沿海及台湾省各河，以及除西江上游以外的珠江流域大部分。其特征是：

（1）地处热带、亚热带季风区，有充沛的雨量作为河水主要来源，径流系数超过 50%，汛期早，流量大。

（2）雨季长，汛期也长，5～6 月有梅汛，7～8 月出现台风汛。

（3）最大流量和最高水位出现在台风季节，当台风影响减弱时，雨量减小，径流量亦减小，可发生秋旱。

4．西南型河流　包括中、下游干支流以外的长江、汉水、西江上游及云贵高原的河流，一般不受降雪和冰冻的影响。径流与降水变化规律一致，7～8 月洪峰最高，流量最大，2 月份流量最小。河谷深切，洪水危害不大。

5．西北型河流　主要包括新疆和甘肃河西地区发源于高山的河流。其特征是：

（1）主要依靠高山冰雪补给，流量与高山冰川储水量、积雪量和山区气温状况有密切关系。10～4 月为枯水期，3～4 月有不明显的春汛，7～8 月间出现洪峰。

（2）产流区主要在高山区，出山口后河水大量渗漏，愈向下游水量愈少，大多数河流消失于下游荒漠中，少数汇入内陆湖泊。

6. 阿尔泰型河流　我国境内属于此型的河流为数很少，以积雪补给为主，春汛明显，汛期一般出现在5～6月。

7. 内蒙古型河流　以地下水补给为主，或兼有雨水补给；夏季径流明显集中，水位随暴雨来去而急速涨落，雨季的几个月中都可以出现最大流量；冰冻期可长达半年。

8. 青藏型河流　青藏高原内部河流以冰雪补给为主，东南边缘的河流主要为雨水补给，7～8月降雨最多，冰川消融量最大，故流量也最大。春末洪水与夏汛相连。11月至次年4～5月为枯水期。

七、河流与地理环境的相互影响

河流是所在流域内自然地理背景下的产物。河水是以不同形态和经过不同转化途径的降水为补给来源的。显然，只有进入河床的水量足以保持经常流动，即在足以补偿蒸发和渗漏所造成的损耗时，才能够形成河流。湿润地区河网密集，径流充沛而干旱地区河网稀疏、径流贫乏，说明河流的地理分布受气候的严格控制。实际上，河流的水文特征，包括水源的补给形式及其比例，水位、流量及其季节变化，结冰与否及结冰期长短等，无一不受气候条件制约。例如，降水量多寡决定着径流补给来源的丰缺，蒸发量大小反映着径流损耗的多少，降水的时空分布、降水强度、降水中心位置及其移动方向影响着径流过程和洪峰流量，气温、风和饱和差也因对降水、蒸发有影响而对径流间接起作用。因此可以说，河流是气候的镜子。

除气候外，其他自然地理要素也对径流发生影响。如流域海拔高度、坡度和切割密度直接影响着径流汇聚条件；地表物质组成决定着径流下渗状况；植被则通过对降水的截留影响径流；等等。

另一方面，河流对地理环境也有显著的影响。河流是地球水分循环的一个重要的、不可或缺的环节，内陆河流把水分从高山输送到内陆盆地底部或湖泊中，实现水分小循环；外流河把大量水分由陆地带入海洋，弥补海水的蒸发损耗，实现水分大循环。同时，热量和矿物质也随水分一起输送。南北向河流把温度较高的水送往高纬地区，或者相反，对流域气温都具有调节作用。而固体物质的随河水迁移，则使地表的高处不断夷平和低处不断被充填。所以河流既是山地景观的创造者，又是大小冲积平原的奠基者，还是内陆和海洋盆地中盐类的积累者。

荒漠地区绝大多数绿洲的形成与河流有密切的联系。流入干旱区的河流，不仅给那里带来水与细粒土，而且使荒漠河岸林和灌溉农业得以发展，从而形成了生机勃勃的绿洲景观。

河流对于人类社会的发展也具有重要意义。它在交通运输、灌溉、发电和水产事业等方面都为人类带来了重要财富。

第七节　湖泊与沼泽

一、湖泊

（一）湖泊的成因和类型

地面洼地积水形成较为宽广的水域称为湖泊。湖盆是形成湖泊的必要地貌条件，水则是形

成湖泊不可或缺的物质基础。但是，地貌条件与物质基础的匹配很难处于最佳状态。于是自然界经常出现有巨大的封闭盆地却缺水，或拥有足够水量而盆地地形缺乏封闭性，以致都不能发育较大湖泊的情况，前者如塔里木盆地、准噶尔盆地、柴达木盆地和广布于干旱半干旱区的众多小盆地；后者如四川盆地。实际情况往往是水体仅占据盆地的很小一部分，即大盆地中仅有若干小湖。

内力作用和外力作用都可以形成湖盆。例如，一部分地壳断陷、下沉可以形成构造湖；死火山口或熔岩高原的喷口可以形成火山湖；冰蚀洼地中，冰碛丘陵间或终碛后方可以形成冰川湖；山崩、熔岩流或冰川阻塞河谷可以形成堰塞湖；风蚀盆地积水可以形成风蚀湖；岩溶作用可以形成岩溶湖；浅水海湾或海港被沙堤或沙嘴与海水分隔，可以形成潟湖；河流曲流裁曲取直后可以形成牛轭湖；多年冻土区地下冰融化后，地表下陷积水形成热融湖；人工筑坝建造水库，形成人工湖，等等。

湖泊分类多种多样，常见的有：

1）按照湖水来源，把湖泊分为海迹湖和陆面湖两大类。海迹湖过去曾经是海洋的一部分，以后才与之分离，而陆面湖则包括了陆地表面的绝大部分湖泊。

2）依据湖水与径流的关系，把湖泊分为内陆湖和外流湖。内陆湖完全没有径流入海，常属非排水湖。外流湖以河流为排泄水道又称排水湖，湖水最终注入海洋。

3）根据湖水的矿化程度，把湖泊分为淡水湖和咸水湖。其中咸水湖又可根据水中溶解盐类的主要成分，进一步分为碳酸盐湖、硫酸盐湖、氯化物盐湖等。排水湖为淡水湖，非排水湖多为咸水湖。

4）按湖水温度状况，把湖泊分为热带湖、温带湖和极地湖等。

5）以湖水存在的时间久暂，湖泊可分为间歇湖、常年湖。

（二）湖水的性质

1. 颜色和透明度　湖水一般呈浅蓝、青蓝、黄绿或黄褐色。湖水颜色以含沙量多少、泥沙颗粒大小、浮游生物种类和数量多少为转移。一般说，含沙量小，泥沙颗粒小、浮游生物少，则湖水呈浅蓝或青蓝色；反之则呈黄绿或黄褐色。

湖水透明度与太阳光线，湖水含沙量、温度及浮游生物都有关系。确定湖水透明度的方法与海水相同。

2. 温度　太阳辐射热是湖水的主要热量来源。水汽凝结潜热、有机物分解产生的热和地表传导热，也是热量收入的组成部分。而湖水向外辐射和蒸发，则是热量损耗的主要方式。

淡水在4℃时密度最大。当湖面温度低于4℃时，水温随深度增加而升高，这种温度分布称为逆列状态，多出现于冬季；湖面温度增到4℃时，表水密度增大下沉，较冷水因密度小而上升，这样对流的结果，水温趋于均匀，称为等温状态，多发生在春季；湖水温度增到4℃以上，密度又降低，最热层位于湖面，水温随深度增加而降低，这种温度分布称为正列状态，多发生于夏季。热带水温常年在4℃以上，故温度分布始终为正列状态。温带湖随季节不同而分别出现逆列、正列、等温状态。高山和极地湖泊的水温常年低于4℃，多为逆列状态。

3. 化学成分湖水的化学成分大致相同，但化学元素含量及其变化，却可以因时因地而有较大差异。作为补给来源的降水、地表径流和地下水，含有许多溶解气体和盐类，例如雨水含氮、氧、氢、二氧化碳、亚硝酸，地下水除含氮、氧、氢及二氧化碳外，还有碳酸钙、碳酸钠、硫酸钠、硫酸

镁、氯化镁、食盐、硅酸。河水还含有机酸。

在不同的自然条件下，降水、地表径流和地下水带入湖泊的化学元素种类和含量有差别。降水量和蒸发量的不同，使湖水盐分增加或减少的量不同。湖水排泄状况良好与否，使盐分积累过程发生迥然不同的区别。湖岸岩石性质，水生物繁殖状况等，都影响湖水的化学成分。

盐湖是化学成分非常特殊的一类湖泊，盐湖是封闭地形和干燥气候共同作用的产物。封闭地形阻碍由盆地周边山地携带到湖泊中的各种化学元素向盆地外迁移，干旱气候则导致湖水大量蒸发，促使盐分在地表聚集。一些盐湖湖水成分以氯化物为主，食盐含量最大，钾、镁、锂含量也较高，另一些盐湖含芒硝和硼。

（三）湖泊水文特征

1．湖水的运动

（1）定振波：全部湖水围绕着某一个或几个重心而摆动的现象，称为定振波。大小湖泊都可以形成定振波。大气压力发生急剧变化、暴雨、山地下沉气流冲击湖面等使湖面大部分水的平衡遭到破坏，都可以发生定振波。但是，定振波和暴风雨的关系最为密切。定振波不只是水面，而是整个水体的水分子都在运动。水体一侧上升，另一侧下降。作用力消失后，摆动仍可延续一些时间。

湖的形状千差万别，决定了定振波的摆动现象比较复杂。但通常可以分为单定振波和双定振波两种（图 5－14）。

直壁矩形容器中，单定振波的周期 T 为

$$T = \frac{2L}{\sqrt{gH}}$$

式中，L 为动力方向线上的容器长度；g 为重力加速度；H 为容器平均深度。

双定振波的周期 $T = \frac{L}{\sqrt{gH}}$

多节定振波的周期 $T = \frac{L}{n\sqrt{gH}}$

（2）湖流：导致湖水流动的原因很多。有河流注入的湖，河流入口处的水面比外泄处略高，于是湖水就发生单向缓慢流动。风的作用可使湖水随湖面风向运动，如果风向稳定，水量将集中于向风岸，并在那里下沉，背风岸则发生水的上升运动，从而湖水形成闭合垂直环流。定振波造成水面倾斜，湖水在重力作用下也可发生湖流。最后，水温变化造成湖水的垂直循环，也产生湖流。温带湖因水温正列、逆列和等温状态周期性的更替，每年可发生两次对流，称为双对流。热带、极地或高山湖水温成正列或逆列状态，每年只发生一次对流，分别称为热单对流和冷单对流。

2．水位变化和水量平衡　湖水的水位变化是与水量平衡紧密联系的。当湖水收入超过支出，水量成正平衡，水位上升；相反，若湖水支出超过收入，水量成负平衡，水位就下降。排水湖的水量平衡方程式可以写作：

$$x + y + z + k - y' - z' - e = \pm \Delta w$$

式中，x 为湖面降水量；y 为入湖地表径流量，y' 为出湖地表径流量；z 为入湖地下径流量；z' 为湖水渗漏量；k 为湖面水汽凝结量；e 为湖面蒸发量；Δw 为一定时期内湖的水量变化。

若湖没有出口，则取消出湖地表径流量 y'，此式仍然适用。k 的数值很小，可以略去。

湖水收支季节差异，使湖水位发生相应的季节升降。融雪补给湖春季出现最高水位；冰川补给湖夏季出现最高水位；雨水补给湖雨季出现最高水位。此外，多年气候变化、湖盆淤塞和湖岸升降都可以反映在湖的水位变化上。

二、沼泽

（一）沼泽的成因

通常把较平坦或稍低洼而过度湿润的地面称为沼泽。沼泽中生长各种喜湿植物，并有泥炭层。在沼泽物质中，水占85%～95%，干物质（主要是泥炭）只占5%～10%。水分条件是沼泽形成的首要因素。只有过多的水分才能引起喜湿植物侵入，导致土壤通气状况恶化，并在生物作用下形成泥炭层。

沼泽形成过程基本上有两种情况，即水体沼泽化和陆地沼泽化。

1. 水体沼泽化　沿湖岸水生植物或漂浮植毡向湖中央生长，使全湖布满植物，大量有机物质堆积于湖底，形成泥炭，湖渐变浅，最后形成沼泽。低洼平原的河流沿岸沼泽化过程与此相似。当河水不深、流速也不大时，水生植物从岸边生长，造成泥炭堆积，最终导致河流沿岸沼泽化。这些都属于水体沼泽化。

2. 陆地沼泽化　陆地沼泽化表现为多种形式，但基本形式是森林沼泽化和草甸沼泽化两种。在过湿区域的森林砍伐迹地或火烧迹地上，草本植物大量繁殖，一方面阻碍木本植物生长，另方面又成为苔藓植物的温床，最后形成苔藓沼泽，这是森林沼泽化。地表长期处于过湿状态，特别是河水泛滥及邻近水体沼泽化的影响，使潜水位升高或地下水出露造成草甸的过度湿润，以致低洼处水分积聚，土壤中形成嫌气环境，死亡有机质在嫌气细菌作用下，缓慢分解而形成泥炭层，这是草甸沼泽化。此外，海滨高低潮位间反复被海水淹没的平坦海岸带，也可形成沼泽；高山或高原多年冻土区的古夷平面、宽广河流阶地、甚至平坦分水岭上，冻土层阻碍地表水下渗，即使降水量并不丰富，地表仍能处于过湿状态，形成沼泽。

（二）沼泽水文特征

沼泽一般排水不畅，加以植物丛生，故沼泽水的运动十分缓慢。沼泽水的主要补给来源是降水、融雪水和地下水。蒸发是沼泽水的主要损耗方式。沼泽中的泥炭层毛管发育良好，可使数米深的地下水上升至地表，而泥炭层吸热能力强，有利于蒸发的进行，所以沼泽的蒸发比较强烈，蒸发量大于自由水面。

泥炭中的水流动很缓慢。据计算，在分解程度很低的泥炭层的最上部，水的流速每日只有2～3 m。

苔藓沼泽中的潜水面多是中间凸起，周围逐渐低落，潜水位具有明显的季节变化。春季融雪和秋季气温下降时，形成两个高水位。夏季气温高、蒸发强和冬季缺乏地表水补给，又形成两个最低水位。

径流极小是沼泽水文的又一特征。径流量只及蒸发量的1/3。已有的少量观测数据表明，每公顷沼泽的年平均径流模数只有0.020～0.055L/s，最大的也只有2.5L/s，可见沼泽对河流的补给作用比较微弱。

关于沼泽对河川径流的影响，有许多相互矛盾的说法。有的认为流域沼泽率达20%～30%

时,河流的正常径流可减少 10% ~ 15%;有的则认为情况正好相反,径流随沼泽率的增加而增加;还有一种意见认为沼泽对年径流没有多少影响。但可以肯定,沼泽对水分的滞蓄可缓解洪峰;而对河流缓慢和微弱的补给毕竟是对河流水量的调节。

(三) 沼泽的分类

目前还没有一个公认的沼泽分类系统。P.И. 阿波林认为,所有沼泽都处于一个统一发育过程中的不同阶段。但除了寒温带泰加林地带的沼泽外,这一观点运用于其他地区都不适当。C.H. 丘列姆诺夫以沼泽的补给和水分状况均与其所处地貌部位相关为依据,划分出海滨沼泽、湖滨沼泽等类型,也未能反映沼泽作为自然综合体的全部特征。尽管如此,目前地貌分类法和综合分类法仍得到广泛运用。

地貌分类法是以沼泽形成地的地貌条件和沼泽分布的地貌部位为依据的。这种分类部分地反映了沼泽体表面的形状。沼泽综合分类法最近半个世纪以来为北欧诸国和俄国所采用。其特点是通过对沼泽不同发展阶段的研究,确定各阶段的变化顺序,注意沼泽各要素间的相互联系和相互制约。

我国沼泽研究者,在对若尔盖沼泽分类时,按照综合分类的原则,采用了三个主要特征作为依据:一是沼泽体发育过程的形式与阶段;二是沼泽体所处的地貌类型及水分养分状况;三是植被及其在沼泽体中的分布规律。按照第一个特征划分沼泽类型,可分为高位型、低位型;按照第二特征划分亚型,例如湖滨洼地沼泽亚型、阶地沼泽亚型、闭流宽谷沼泽亚型;按照第三个特征划分沼泽体,例如睡菜 - 苔草沼泽、嵩草 - 木里苔草沼泽。

低位沼泽是沼泽发展的初级阶段。沼泽初形成时,土壤中的矿物营养物质还比较丰富,沼泽表面平坦或呈浅凹状,主要生长富营养苔草植被,这就是低位沼泽。随着泥炭的堆积,土壤中的矿物营养愈来愈少,富营养植物逐渐死亡。沼泽中心得不到从四周流来的含矿物营养水,最先出现寡营养植物。因为残体分解慢,中心区逐渐向上隆起,这样就形成了高位沼泽。高位沼泽代表沼泽发展的寡营养阶段。此后,沼泽中可能出现草甸植物,从而经历由湿到干的演化过程。

第八节　地　下　水

一、地下水的物理性质和化学成分

(一) 地下水的物理性质

1. 温度　地下水的温度因区域自然条件不同而变化。极地、高纬和山区地下水温度很低,地壳深处和火山活动区地下水温度很高。地下水温度通常与当地气温有一定的关系,温带和亚热带平原区的浅层地下水,年平均温度比所在地区年平均气温高 1 ~ 2℃。地下水温度与气温和地温的关系,可用下列公式表示:

$$T_H = T_B + \frac{H - h}{G}$$

式中,T_H 为在 H 深处地下水的温度;T_B 为所在地区年平均气温;H 为欲测定的地下水深度;h 为所在地区地温年恒温带深度;G 为地温梯度,以 33m/℃计算。

水温低于20℃的地下水，称冷水，20～50℃者称温水，高于50℃者称热水。但是矿水的分类标准与此不同，20℃以下的为冷水，20～37℃的为低温水，37～42℃为温水，42℃以上为高温水。一般用缓变温度计测定地下水的温度。

2. 颜色　地下水一般是无色透明的，但有时因含某种离子、富集悬浮物或含胶体物质，也可显出各种颜色。例如含亚铁离子或硫化氢气体的水为浅蓝绿色，含腐殖质或有机物的带浅黑色，含黑色矿物质或碳质悬浮物的为灰色，含粘土颗粒或浅色矿物质悬浮物的为土色等。

3. 透明度　地下水的透明度决定于水中所含盐类、悬浮物、有机质和胶体的数量。透明度分为透明、微混浊、混浊和极混浊四级。水深60 cm能看见容器底部3 mm粗的线者为透明；于30～60 cm深度能看见者为微混浊；30 cm深度以内能看见者为混浊；水很浅也看不见者为极混浊。

4. 比重　地下水比重决定于水温和溶解盐类。溶解的盐分愈多，比重就愈大。地下淡水比重常常接近于1。盐水的比重可用波美度来表示，一升水内含有10克氯化钠，则其盐度相当于1波美度　波美度与地下水比重之间的关系如表4－8：

表4－8　水的波美度与比重的关系

波美度	比　重	波美度	比　重	波美度	比　重	波美度	比　重	波美度	比　重
1	1.006 9	7	1.050 9	13	1.099 0	19	1.151 6	25	1.209 5
2	1.014 0	8	1.058 6	14	1.107 4	20	1.160 9	26	1.219 7
3	1.021 2	9	1.066 4	15	1.116 0	21	1.170 3	27	1.230 1
4	1.028 3	10	1.074 4	16	1.124 7	22	1.179 8	28	1.240 7
5	1.035 8	11	1.082 5	17	1.133 5	23	1.189 6	29	1.251 5
6	1.043 3	12	1.090 7	18	1.142 5	24	1.199 5	30	1.262 4

5. 导电性　地下水导电性取决于所含电解质的数量与性质。离子含量愈多，离子价愈高，则水的导电性愈强。此外，温度对导电性也有影响。测定了水溶液的电阻率，即可知道它的导电性

$$K_e = 1/R$$

式中，K_e 为水的导电率，单位是 $\Omega^{-1}\cdot cm^{-1}$；R 为水的电阻率，单位为 $\Omega\cdot cm$。

地下淡水的导电率为 33×10^{-5} 至 $33\times10^{-3}\Omega^{-1}\cdot cm^{-1}$ 之间。

6. 放射性　地下水多含放射性气体和放射性物质，所以大都有放射性。目前已知地下水中有三个放射性系统：铀－镭系、锕系和钍系。镭原子放射α粒子时变成氡原子。氡的含量可以用埃曼仪来测定。如一升水或气体中含氡原子的量能够产生0.001静电力单位的饱和电流，为一马海，而一马海等于3.64埃曼。水中含氡量超过10埃曼时，为弱放射水，超过1 000埃曼，为强放射水。

7. 嗅感和味感　地下水含有不同气体成分和有机物，因而具有不同的嗅感。含硫化氢时，有臭鸡蛋味，含腐殖质多有沼泽气味。嗅感也与温度有关系，低温时气味不易辨别，而在40℃时气味最显著。地下水的味感决定于它的化学成分，例如含氯化钠的水有咸味，含硫酸钠的水有涩味，含氯化镁或硫酸镁的水有苦味，含氧化亚铁的水有墨水味，含大量有机质的水有甜味，含较多二氧化碳的水清凉可口。地下水的味感也与温度高低有关系，水温低时味感不明显。

（二）地下水的化学成分

1. 气体　地下水中溶解的气体主要有 CO_2、O_2、N_2、CH_4、H_2S，还有少量惰性气体和 H_2、CO、NH_3 等，按其成因可以分为四类：

（1）生物化学成因的气体：有机物和矿物在微生物作用下分解形成 CH_4、CO_2、N_2、H_2S、O_2 和重碳氢化合物气体属此类。

（2）空气成因的气体：由空气进入岩石圈和地下水中形成，如 N_2、O_2 和惰性气体。

（3）化学成因的气体：一部分是在常温常压下的天然化学反应中形成的，如 CO_2、H_2S 等；另一部分则是在岩石圈高温高压下发生变质作用时形成的，如 CO_2、H_2S、H_2、CH_4、CO、N_2、HCl 等。

（4）放射性成因气体：由放射性元素蜕变形成，如 He、Re、Th、Ar、Xe 等。

氧和二氧化碳是地下水中两种主要气体。氧主要从大气进入水中，并以溶解分子形式存在。氧含量随地下水深度增加而减少。氧的存在形成了氧化环境，使很多物质被氧化，从而引起一系列物理－化学作用，对地下水化学成分和元素迁移带来巨大影响。

几乎所有天然水中都有二氧化碳，它在水中主要以溶解的分子形式存在，只有约 1% 与水作用形成碳酸。通常情况下，其含量约为 15～40 mg/L。二氧化碳对水的溶解能力、尤其是溶解碳酸钙的能力影响很大。

2. 氢离子浓度　天然水中 H^+ 浓度主要取决于 H_2CO_3 和 HCO_3^-、CO_3^{2-} 的数量，常用 pH 值表示。$pH = 7$ 呈中性反应，$pH < 7$ 呈酸性反应，$pH > 7$ 呈碱性反应。某些化合物只有在一定的 pH 值时，才能从溶液中沉淀出来。因此，知道水溶液的 pH 值，就可以预测哪些元素已经析出，哪些还残留在水溶液中。

3. 离子成分和胶体物质　构成地下水中主要离子成分的元素有 Cl^-、SO_4^{2-}、HCO_3^-、CO_3^{2-}、NO_3^-、Na^+、Ca^{2+}、Mg^{2+}、Al^{3+}、Fe^{2+}、Fe^{3+}。

（1）氯离子：在地下水和地表水中分布很广，含量变化也很大。在低矿化度地下水中，通常含量较少，随着矿化度增高，氯离子溶解度急剧增加，成为主要离子。岩盐矿床和海相含盐沉积岩是地下水氯离子的主要来源。某些含方钠石、氯磷灰石的岩浆岩风化时，氯被溶解也可进入水中。

（2）硫酸根离子：在高矿化水中，SO_4^{2-} 离子的含量一般比 Cl^- 离子少，但在中等矿化，特别是低矿化水中，就远比 Cl^- 离子为多。干旱地区每升地下水的 SO_4^{2-} 含量可以达到数克，所以，SO_4^{2-} 离子是地下水中最主要的阴离子。含石膏沉积岩的溶滤，自然硫、金属硫化物和含硫有机物的氧化，是地下水中 SO_4^{2-} 离子的主要来源。

（3）重碳酸根离子和碳酸根离子：前者是低矿化水中最主要的离子，只有少数酸性水中才没有它。后者则仅在水中的碳酸盐溶解时才存在，碳酸盐很难溶于水，所以其含量通常不大。

（4）钠离子：在地下水中分布很广，低矿化水中每升含量为数毫克至数十毫克，并随矿化度增加而增加。钠离子主要来源于海相沉积岩、干旱区陆相沉积岩和盐矿床的溶滤和溶解、以及岩浆岩风化时含钠矿物的水解和阳离子代换。

（5）钾离子：含量通常只及钠离子的 4%～10%。主要来自岩浆岩风化时含钾矿物正长石、云母等的水解。

（6）钙离子：含量虽不高，却是低矿化水的主要离子之一。石灰岩的溶蚀，石膏的溶滤和岩浆岩、变质岩的风化是钙离子的主要来源。

(7) 镁离子：白云岩、泥灰岩的溶解和岩浆岩、变质岩的风化，是镁离子的主要来源。分布较广，但含量不高。镁盐的溶解度比钙盐大，但岩石圈中钙的克拉克值比镁大，所以镁离子含量往往不如钙离子多。

(8) 氮化物(铵离子、亚硝酸根离子、硝酸根离子)：天然水中这些离子的出现，主要是含氮有机物被各种细菌分解的结果。在缺氧情况下，氨是分解的最终产物。如果水中有氧，则 NH_4^+ 在硝化菌作用下氧化为亚硝酸根离子，NO_2^- 在另一种菌的作用下进一步氧化为硝酸根离子，后者是有机物分解的最终产物。

(9) 铁离子：天然水中三价铁含量只有 0.01 ~ 0.1 mg/L。二价铁在地下水中含量较大，少数可达数十或数百 mg/L，但一般不超过 1 mg/L。

(10) 硅：在地下水中呈硅酸根离子($HSiO_3^-$)状或复杂的胶体形式存在，含量可达 10 ~ 20mg/L，个别情况下可达数百 mg/L。

(三) 地下水的总矿化度和硬度

1. 总矿化度　水的总矿化度是指水中离子、分子和各种化合物的总含量、通常是以水烘干后所得残渣来确定，单位为 g/L。水在蒸发时部分离子被破坏，有机物被氧化，所以，残渣总量与离子总量并不一致，计算时应考虑上述因素，以便对分析结果作适当订正。

根据总矿化度的大小，天然水可以分为五类：

淡　水	残渣 < 1 g/L
弱矿化水	1 ~ 3 g/L
中等矿化水	3 ~ 10 g/L
强矿化水	10 ~ 50 g/L
盐　水	> 50 g/L

2. 硬度　水中钙、镁离子的总量，称为水的总硬度。当水煮沸时，一部分钙镁离子的重碳酸盐因失去 CO_2 而成为碳酸盐沉淀，沉淀部分叫做暂时硬度。总硬度减去暂时硬度即为永久硬度。表示水硬度的方法有两种：一是德国度(°d)，以 1 升水中含 10 mgCaO 为 1 度；一是用 Ca^{2+}、Mg^{2+} 的 mmol/L 来表示。1°d = 0.35663mmol/L。根据水的总硬度可以把水分为五类：

极软水	< 1.5 mmol/L(< 4.2 °d)
软　水	1.5 ~ 3.0 mmol/L(4.2 ~ 8.4 °d)
弱硬水	3.0 ~ 6.0 mmol/L(8.4 ~ 16.8 °d)
硬　水	6.0 ~ 9.0 mmol/L(16.8 ~ 25.2 °d)
极硬水	> 9.0 mmol/L(> 25.2 °d)

二、岩石的水理性质

松散岩石存在孔隙，坚硬岩石中有裂隙，易溶岩石有孔洞。水以不同形式存在于这些空隙中。岩石与水作用时，表现出不同的容水性、持水性、给水性、透水性等，这就是岩石的水理性质。

(一) 容水性

容水性是指岩石容纳水量的性能，用容水度表示。岩石中所容纳的水的体积与岩石体积之比，称为岩石的容水度。当岩石空隙完全被水充满时，水的体积即等于岩石空隙的体积。

(二) 持水性

在重力作用下,岩石依靠分子力和毛管力在其空隙中保持一定水量的性质,称为持水性,以持水度表示。在重力影响下岩石空隙保持的水量与岩石总体积之比,就是岩石的持水度。其中,岩石保持的最大薄膜水量与岩石体积之比,叫分子持水度;毛管空隙被水充满时,岩石所保持的水量与岩石体积之比,则称毛管持水度。岩石的颗粒大小对持水度影响很大,泥炭、粘土、亚粘土等持水度较高,泥灰岩、疏松砂岩、粘土质沙和细沙持水度小,块状火成岩和块状沉积岩、砾石和沙,几乎完全不持水。持水度与颗粒直径的关系,见表 4-9。

表 4-9 粒径与持水度的关系

粒径(mm)	持水度(%)
1~0.5	1.57
0.5~0.25	1.60
0.25~0.1	2.73
0.1~0.05	4.75
0.05~0.005	10.18
<0.005	44.85

(三) 给水性

在重力作用下,饱水岩石流出一定水量的性能,为岩石的给水性。流出的水的体积与储水岩石体积之比,称为给水度。颗粒较粗的岩石给水度较大,细粒岩石给水度则很小。表 4-10 为某些松散沉积物的给水度。

(四) 透水性

透水性就是岩石的透水性能。空隙大小、多少和是否彼此连通,对透水性有明显影响。粘土孔隙度有时虽然可达 50%以上,但透水性很差,沙的孔隙度一般只有 30%,但孔隙大,故透水性良好。同一岩石在不同方向上的透水性能也不一样。根据透水性可以把岩石分为三类:

表 4-10 松散沉积物的给水度

松散沉积物	给水度(%)
砾石	0.35~0.30
粗沙	0.30~0.25
中沙	0.25~0.20
细沙	0.20~0.15
极细沙	0.15~0.10

1) 透水岩石,包括砾石、沙、裂隙和岩溶发育的岩石。

2) 半透水岩石,包括粘土质沙、黄土、泥炭,各种疏松砂岩等。

3) 不透水岩石,包括块状结晶岩、粘土和裂隙很不发育的沉积岩。

三、地下水的动态和运动

(一) 地下水的动态

地下水流量、水位、温度和化学成分,在各种因素影响下发生日变化和季节变化,称为地下水的动态。气候是影响地下水动态的最积极的因素之一。降水、蒸发、气温的周期性变化引起地下水相应的变化;暴雨、干旱等则造成地下水的突然性变化。河湖水位升降,海岸附近涨落潮,在地表水与地下水位之间有水力联系时,也常引起地下水位的变化。地壳的升降运动引起侵蚀基准面位置的变化,也必然引起地下水动态的改变,上升区基准面下降,地下水强烈循环,同时变淡;下降区地下水循环减慢,并发生盐化。植物的蒸腾作用使地下水位产生以昼夜为周期的升降。人为因素对地下水动态的影响,则表现在抽水、排水工程可以降低地下水位,农田灌溉、修建水库可使地下水位增高。

地下水的动态变化,是水量变化的表现形式。为准确掌握地下水动态,必须进行地下水量平衡计算。如某地区地下水的收入水量包括降水量 x、地表水流入量 y_1、凝结水量 z_1、地下水流入量 w_1,而支出水量包括地表水流出量 y_2、蒸发量 z_2、地下水流出量 w_2;又设

φ 为含水层的给水度;　　　　Δh 为潜水位变化;

v 为地表水量变化;　　　　m 为包气带水量变化

则地下水平衡方程式可以写为

$$x-(y_2-y_1)-(z_2-z_1)-(w_2-w_1)=\varphi\Delta h+v+m$$

(二) 地下水的运动

地下水的运动形式一般分为两种:一是层流运动,一是紊流运动。地下水在岩石空隙中的运动速度比地表水慢得多,除了在宽大裂隙或空洞中具有较大速度而成为紊流外,一般都为层流。地下水的这种运动称为渗透。

1. 线性渗透定律　达西通过实验发现,单位时间内通过岩石的水量与岩石的渗透系数、水头降低高度和岩石断面积成正比,与渗透距离成反比,从而建立了达西公式

$$Q=KA\frac{h}{l}$$

式中,Q 为单位时间内透过岩石的水量;K 为渗透系数;A 为岩石断面面积;h 为水头降低值;l 为渗透距离。

令
$$\frac{h}{l}=I$$

则 I 为水头梯度。据 $Q=Av$

$$v=\frac{Q}{A}$$

又,达西公式移项得

$$\frac{Q}{A}=K\frac{h}{l}=KI$$

所以,渗透速度 $\bar{v}_{cp}=KI$

公式表明,渗透速度与水头梯度的一次方成正比,这就是线性渗透定律或达西定律。渗透速

度和渗透系数单位相同,用 cm/s 或 m/d 来表示。

渗透速度 $\bar{v}_{cp}$ 并不是水在空隙中的实际平均速度,而只是在透水岩石全部断面上的平均速度,所以,应以孔隙度 n 除渗透速度,才能得到实际速度 v_0

$$v_0 = \frac{\bar{v}_{cp}}{n}$$

岩石的孔隙度 n 永远小于 1,所以渗透速度 $\bar{v}_{cp}$ 小于实际速度 v_0。

实验证明,当渗透速度超过某一临界值时,地下水的运动不符合线性渗透定律。但在通常情况下,地下水流的水头梯度很小,故大部分地下水运动仍然符合线性渗透定律。

2. 非线性渗透定律　在大孔隙和溶洞中,地下水运动具有紊流性质,这时即可应用薛齐公式

$$v = c\sqrt{RI}$$

如以 $c\sqrt{R} = K$,则

$$v = KI^{\frac{1}{2}}$$

当运动为混合形式,即层流与紊流混合时,公式可改写为 $v = KI^{\frac{1}{m}}$

四、地下水按埋藏条件的分类

水在岩石中存在的形式按其物理性质上的差异可分为气态水,吸着水,薄膜水,毛管水,重力水和固态水等。重力水在重力作用下向下运动,聚积于不透水层之上,使这一带岩石的所有空隙都充满水分,故这一带岩石称饱水带。饱水带以上的部分,除存在吸着水、薄膜水、毛管水外,大部分空隙充满空气,所以称包气带。包气带和饱水带之间的界限,就是潜水面。

实际上,第一个不透水层之下,还可以有第二个、第三个不透水层。因此,地下水按其埋藏条件可以分为浅层地下水和深层地下水。浅层地下水又称潜水;深层地下水承压喷出的称为自流水。浅层地下水之上,有时存在局部不透水层,滞留一部分重力水,形成上层滞水。

总之,地下水按埋藏条件可分为上层滞水、潜水和承压水三类。此外,按其储存空隙的种类又可分为孔隙水、裂隙水、岩溶水。这两种分类互相平行,这就是说上层滞水、潜水和承压水都可按储存空隙各分三类。

(一)上层滞水

上层滞水是存在于包气带中局部隔水层之上的重力水。一般分布范围不广,补给区与分布区基本上一致,主要补给来源为大气降水和地下水,主要耗损形式是蒸发和渗透。上层滞水接近地表,受气候、水文影响较大,故水量不大而季节变化强烈。

风化裂隙中的上层滞水主要以季节性存在。岩溶地区上层滞水的出现大多是岩性变化的结果。当岩溶发育的岩层被较厚的非岩溶化岩层所隔开时,上下两层岩溶化岩层可能各自发育一套溶洞系统。此时,上层岩溶水就具有上层滞水的性质。在松散沉积物中,只有在沉积物能够形成局部不透水层时,才可能出现上层滞水。冰水沉积物分选不良的透水层中,常常夹有细粒透镜体,有利于上层滞水的存在。洪积冲积物中如有这类透镜体,其上部也可形成上层滞水。

坡度较陡的地区,大部分降水以地表径流方式流走,因而不易形成上层滞水。但在坡度较小

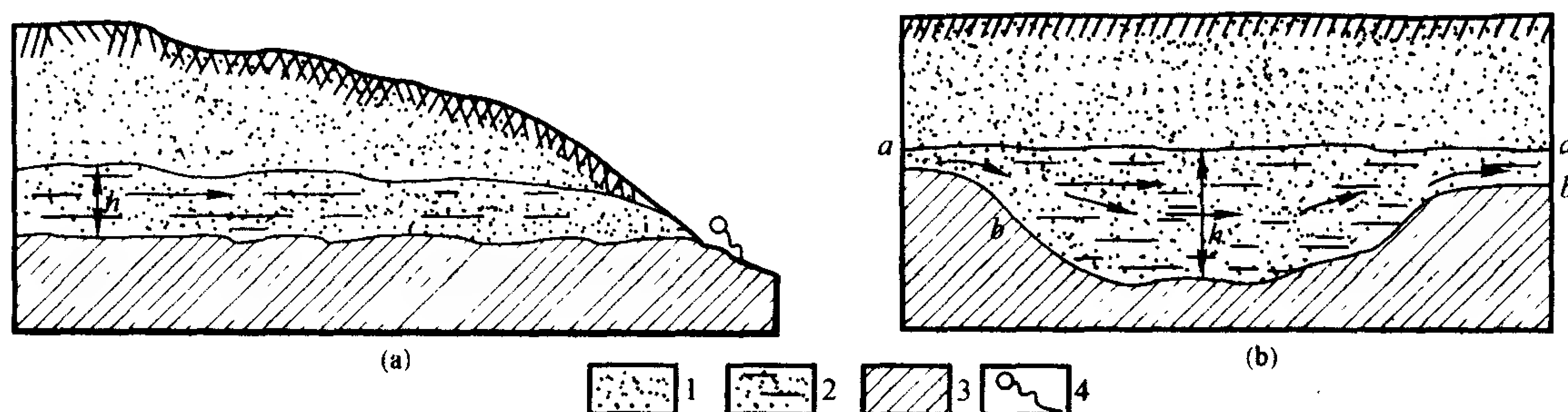
处，尤其是能汇集雨水的洼地，却最易形成上层滞水。

上层滞水的动态主要决定于气候、隔水层的范围、厚度、隔水性等条件。当隔水层范围较小、厚度较大或隔水性不强时，上层滞水易向四周流散或向下渗透。上层滞水矿化度比较低，但最容易受到污染

（二）潜水

潜水是埋藏在地表下第一个稳定隔水层上具有自由表面的重力水。这个自由表面就是潜水面。从地表到潜水面的距离称为潜水埋藏深度。潜水面到下伏隔水层之间的岩层称为含水层，而隔水层就是含水层的底板。潜水面以上通常没有隔水层，大气降水、凝结水或地表水可以通过包气带补给潜水。所以大多数情况下，潜水补给区和分布区是一致的。

潜水面的位置随补给来源变化而发生季节性升降。潜水面的形状可以是倾斜的、水平的或低凹的曲面。当大面积不透水底板向下凹陷，而潜水面坡度平缓，潜水几乎静止不动时，就形成潜水湖；当不透水底板倾斜或起伏不平时，潜水面有一定坡度，潜水处于流动状态，此时就形成潜水流（图 4－25）。



1．砂；2．含水砂；3．粘土；4．泉；h．潜水厚度；aa．潜水面；bb．隔水底板

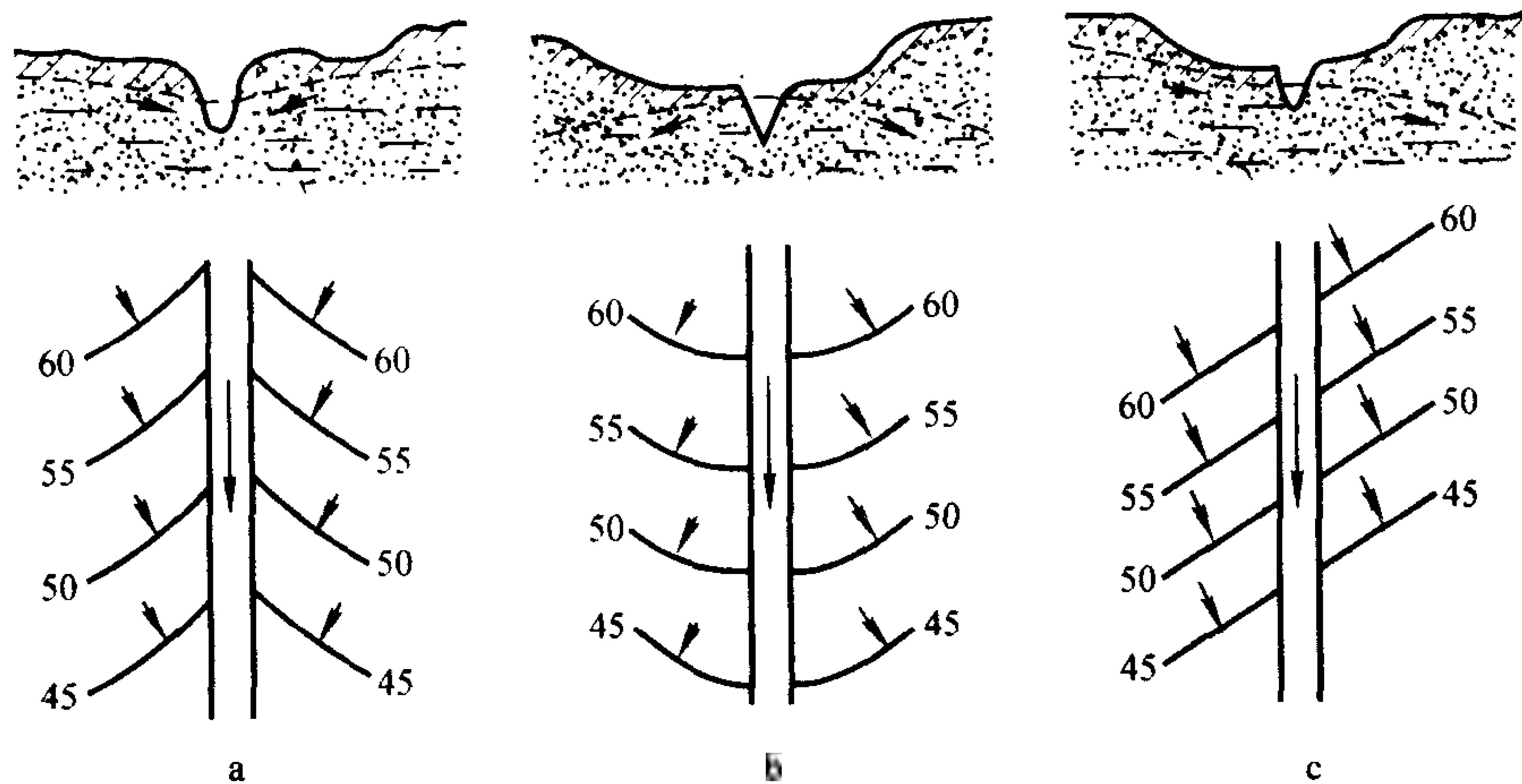
图 4－25　潜水流和潜水湖

绝大多数潜水以降水和地表水为主要补给来源。当降水丰富，地表径流量大时，含水层水量增加，潜水面随之上升。干旱半干旱区降水量少，大气降水补给潜水的量很小。河、湖水面常常高于附近的潜水面，因此，河水、湖水常常补给沿岸的潜水。黄河下游及洪泽湖环湖区虽不是气候分区上的干旱半干旱区，但因黄河已成悬河之势，洪泽湖湖床也较高，河水湖水也经常成为沿岸潜水补给来源。在均质岩石分布区，潜水与河水间往往形成互补关系，这种现象被称为河流与地下水的水力联系（图 4－26）。

潜水具有明显的纬度地带性和垂直带性特征。例如我国东部热带潮湿气候下的潜水水温较高，主要为重碳酸盐－钙水，并含较多硅酸。亚热带潮湿气候下的潜水矿化度很低，主要为重碳酸盐－钙－钠水和重碳酸盐－钙水。温带湿润气候下的潜水主要为重碳酸盐－钠－钙－镁水。寒温带岛状多年冻结潜水温度低、矿化度低，主要为重碳酸盐水。

（三）承压水

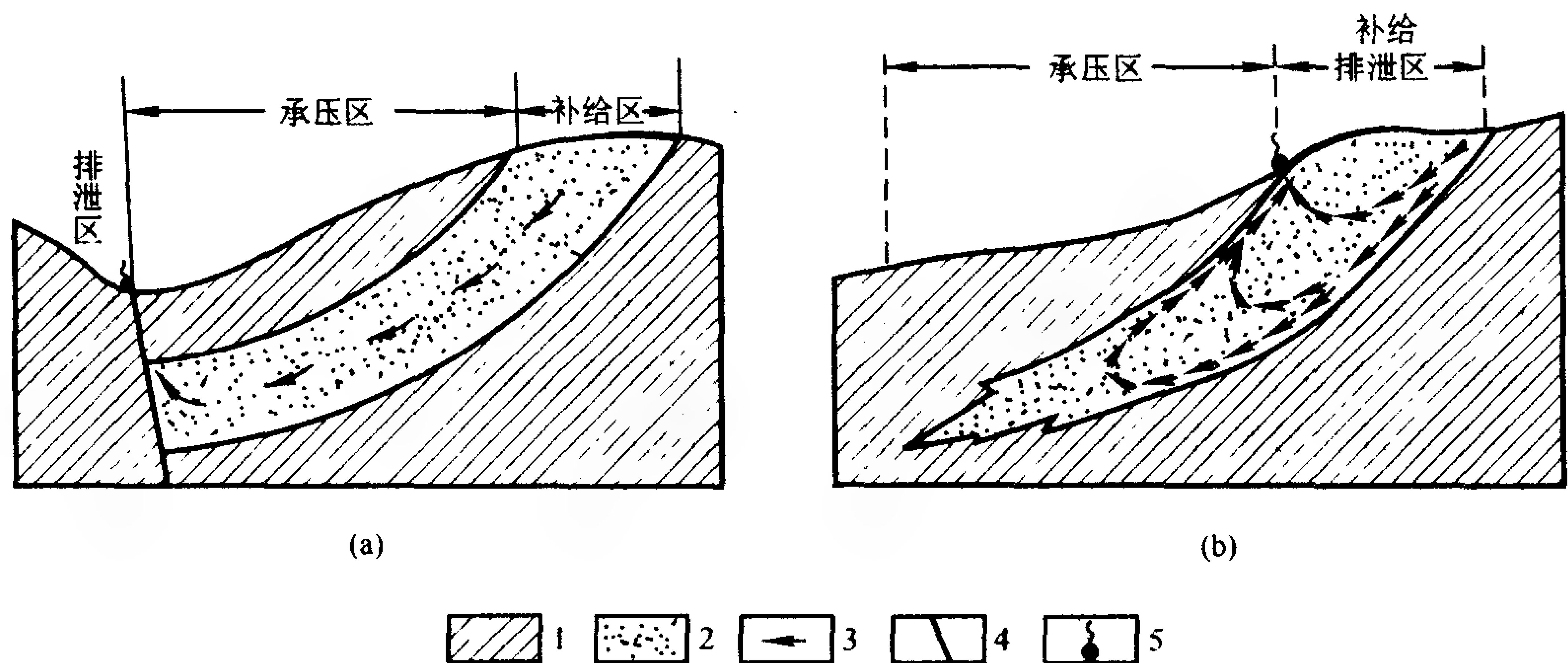
充满两个隔水层之间的水称承压水。承压水水头高于隔水顶板，在地形条件适宜时，其天然露头或经人工凿井喷出地表称自流水。隔水顶板妨碍含水层直接从地表得到补给，故自流水的补给区和分布区常不一致。



a. 河流排泄潜水；b. 河流补给潜水；c. 左岸河流补给潜水，右岸潜水补给河流

图 4-26　均质岩石中潜水与河流相互补给关系

在适当地质构造条件下，孔隙水、裂隙水和岩溶水都可以形成自流水。在盆地、洼地或向斜中，出露于地表的含水层，海拔较高部分成为地下水的补给区，海拔较低部分成为排泄区。在补给区和排泄区之间的承压区打井或钻孔，穿过隔水顶板之后，水就涌到井中。单斜构造也可以构成自流含水层。当单斜含水层的一侧出露地表成为补给区，另一侧被断层切割，而断层构成水的通道时，则成为单斜含水层的自流排泄区，此时承压区介于补给区与排泄区之间，情况与自流盆地相似(图 4-27a)。当含水层一端出露于地表，另一端在某一深度上尖灭或被断层切割而不导水时，一旦补给量超过含水层容水量，水就从含水层出露带的较低部分外溢，其余部分则成为承压区(图 4-27b)。



1. 隔水层；2. 含水层；3. 水流方向；4. 断层线；5. 泉

图 4-27　自流单斜构造

第九节 冰　川

冰川是指发生在陆地上,由大气固态降水演变而成的,通常处于运动状态的天然冰体。它随气候变化而变化,但不是在短期内形成或消亡。雪线触及地面是发生冰川的必要条件。因此,冰川是极地气候和高山冰雪气候的产物。

冰是水的一种形式。从地球演化过程来看,冰是地球物质分异最后的产物。作为最轻的矿物之一,其密度只有 0.917 g/cm^3,比水的密度小。这一特点使它总是处在地球的表面,在水体中则总是浮在水面。如果冰不具有这一物理性质,那末,在低温条件下水体将一冻到底,对水生生物造成严重灾难。冰具有不稳定性,在目前地表温度状况下,自然界的冰很容易发生相变。冰在地球上的分布非常广泛,上至 8~17 km 高的大气对流层上部,下至 1 500 m 深的地壳中都可以发现它的踪迹。广义冰川学把冰的分布范围称为冰圈。显然,冰川是冰圈的主体。

一、成冰作用与冰川类型

(一) 成冰作用

成冰作用是指积雪转化为粒雪,再经过变质作用形成冰川冰的过程。

雪是一种晶体,而任何晶体都具有使其内部包含的自由能趋向最小,以保持晶体稳定的性质,这就是最小自由能原则。晶体的自由能包括内应力和表面能两部分。表面能的大小与晶体表面积成正比。圆球体是比表面积最大的几何形体之一。在外界环境条件稳定时,雪晶力图向球形体转变。这一过程称为自动圆化或粒雪化。雪的圆化是通过固相的重结晶作用、气相的升华、凝华作用和液相的再冻结作用三种方式来实现的。结果是消灭晶角、晶棱,填平凹处,增长平面,合并晶体,形态变圆,雪花变为雪粒。

粒雪化过程可以分为冷型和暖型两类。前者没有融化和再冻结现象,过程缓慢,雪粒直径通常不足 1 mm;暖型粒雪化过程进行得较快,雪粒直径比较大。

粒雪中含有贯通孔隙,当其进一步变化,全部孔隙被封闭后就变成冰川冰。成冰作用也分冷型和暖型两类。在冷型变质过程中,粒雪只能依靠其巨大厚度造成的压力加密而形成重结晶冰。这种冰密度小,气泡多且气泡内的压力大。冷型成冰过程历时很长,在南极中央,成冰时间往往超过 1 000 年,而成冰的深度至少需要 200 m。暖型成冰作用有融水参与,并因融水数量不同而分别形成渗浸-重结晶冰、渗浸冰和渗浸-冻结冰。当粒雪很薄而夏季气温较高时,粒雪可以完全融化,而后在冰川冷贮作用下,在冰川表面重新冻结成冰。

由上述可知,重结晶、渗浸和冻结成冰。是成冰作用的三个基本类型;渗浸-重结晶及渗浸-冻结作用则是两个过渡类型。

上述各种冰是成冰作用初期的原生沉积变质冰,它们仅仅分布于冰川表层。冰川冰的绝大部分是沉积变质冰在运动中经受压力形成的动力变质冰。其中最常见的是冰川塑性流动状态下形成的次生重结晶冰。动力变质冰具有一般变质岩的特点,如片理、褶皱和冰晶的定向排列等。

(二) 冰川类型

冰川个体规模相差很大,形态各具特征,生成时代前后不同,冰川性质和地质地貌作用等也

都不一致。因此，可根据不同标志划分冰川类型。通常按照冰川形态，规模及所处地形把冰川分为山岳冰川、大陆冰川、高原冰川和山麓冰川。

1. 山岳冰川　主要分布于中低纬山区，由于雪线较高，积累区不大，因而冰川形态受地形的严格限制。山岳冰川按形态又可以分为：

(1) 悬冰川：这是山岳冰川中数量最多的一种。悬冰川依附在山坡上，面积通常小于 1 km^2，对气候变化的反映十分灵敏。

(2) 冰斗冰川：发育在冰斗中的冰川，面积大的可达 10 km^2 以上，小的不足 1 km^2。冰斗冰川都有一个陡峭的后壁，那里经常发生雪崩或冰崩。谷地源头的冰斗规模一般比较大，周围还可以有第二级冰斗，这种冰川叫围谷冰川。

(3) 山谷冰川：在有利气候条件下，雪线下降，补给增加，冰斗冰川溢出冰斗进入山谷形成山谷冰川。流到雪线以下山谷的冰流，叫做冰舌。它和两侧谷坡的界限很分明，而粒雪盆与周围山坡的粒雪原常常连成一片。

山谷冰川有单式、复式、树枝状和网状几种，各有自己的形态特征，并分别代表山谷冰川演化的不同阶段。没有支流汇入的山谷冰川，称为单式山谷冰川；只有一两条支流汇入的山谷冰川，称为复式山谷冰川，两者又可合称阿尔卑斯型山谷冰川；有较多支流汇入，在平面上状如树枝的山谷冰川，称为树枝状山谷冰川；而支流极多，主支冰川相互交织，形如蛛网者，则称网状山谷冰川。树枝状和网状山谷冰川在喜马拉雅山最发育，所以又叫做喜马拉雅型山谷冰川。此外，中亚细亚不少山谷冰川没有明显的粒雪盆，依靠两侧山坡的冰崩雪崩补给，因而冰舌覆盖很厚的表碛，几乎看不见冰川冰、这种冰川叫做土耳其斯坦型山谷冰川。

山谷冰川长度由数公里至数十公里不等，厚度最大可达数百米。当许多冰流汇合时，彼此并列或互相叠置。所谓叠置系指支冰川覆在主冰川之上，似乎被其背负着前进。

2. 大陆冰川　大陆冰川曾经占据很广阔的面积，但目前只发育在两极地区。由于面积和厚度都很大，冰流不受下伏地形影响，自中央向四周流动。冰流之下常掩埋巨大的山脉和洼地。南极和格陵兰岛的冰川就是大陆冰川。

3. 高原冰川　高原冰川也叫冰帽，是大陆冰川和山岳冰川的过渡类型。冰川覆盖在起伏和缓的高地上，向周围伸出许多冰舌。冰岛的伐特纳冰帽面积达到 8 410 km^2。

4. 山麓冰川　数条山谷冰川在山麓扩展汇合成为广阔的冰原，叫做山麓冰川。它是山岳冰川向大陆冰川转化的中间环节。阿拉斯加的马拉斯平冰川就是由 12 条山谷冰川组成，其山麓部分面积达 2 682 km^2。

除上述形态分类之外，还可以依据冰川的物理性质进行分类。例如，根据冰川的动力活动性可以划分为积极冰川、消极冰川和死冰川；以冰川温度状况为依据可划分温冰川和冷冰川两类，等等。后一种分类越来越显示出重要的意义。温冰川除表层在冬季可以暂时变冷外，整个冰川厚度大致接近于压力融点，冰内包含液态水，而且融水可以在全部厚度出现。这种融水湿润基床后，可促进冰川冰的滑动，因而在其他条件相同时，温冰川运动速度较之冷冰川要大。冷冰川深部缺乏融水，冰川和它所覆盖的基岩冻结在一起，这就直接影响了冰川经过冰床移动的方式，并削弱了它的侵蚀力量。

二、地球上冰川的分布

目前全球冰川面积约为 $1\ 550\times10^4km^2$，占陆地总面积的10%以上。冰川总体积 $(2\ 400\sim 2\ 700)\times10^4km^3$。如果这些冰全部融化，将使世界洋面上升66 m。

南极大陆是世界上冰川最集中的地区，冰盖面积约 $1\ 260\times10^4km^2$，包括四周的边缘冰棚，则为 $1\ 320\times10^4km^2$，冰盖平均厚度为2 000 m。北极地区包括格陵兰岛、加拿大极地岛群和斯匹次卑尔根群岛，冰川总面积约 $200\times10^4km^2$，其中格陵兰冰盖面积即达 $173\times10^4km^2$，巴芬岛上的巴伦斯冰帽面积达 5 900 km^2，得文岛冰帽面积超过 15 500 km^2。亚洲冰川面积共 114 000 km^2，主要分布在兴都库什山、喀喇昆仑山、喜马拉雅山、青藏高原、天山和帕米尔。其中我国冰川面积共 58 000 km^2，略超过50%。北美洲冰川面积共 67 000 km^2，主要分布在阿拉斯加和加拿大。南美洲冰川面积约 25 000 km^2。欧洲 8 600 km^2，主要分布在斯堪的纳维亚、阿尔卑斯山。大洋洲 1 000 km^2，主要分布于新西兰。非洲是全世界冰川最少的大陆，冰川面积只有 23 km^2。这是由于非洲大陆纬度低，气温高而降水少，雪线位置高所致。

冰川分布的高度受雪线高度的严格制约。任何地区如果地表没有高出雪线就不可能形成冰川。就山区而论，在气候变化不很显著的若干年内，每年最热月积雪区的下限总是大体上位于同一海拔高度。这个高度以上为多年积雪区，以下为季节积雪区。多年积雪区和季节积雪区之间的界线就叫做雪线。雪线上年降雪量等于年消融量，所以雪线也就是降雪和消融的零平衡线。但是，零平衡的绝对值却可以各不相同。要在降雪量很小的情况下达到平衡，就必须有较低的负温以减小消融和蒸发。而当降雪量很大时，雪线年平均气温就必须比较高，才能融化大量积雪，以保持平衡。

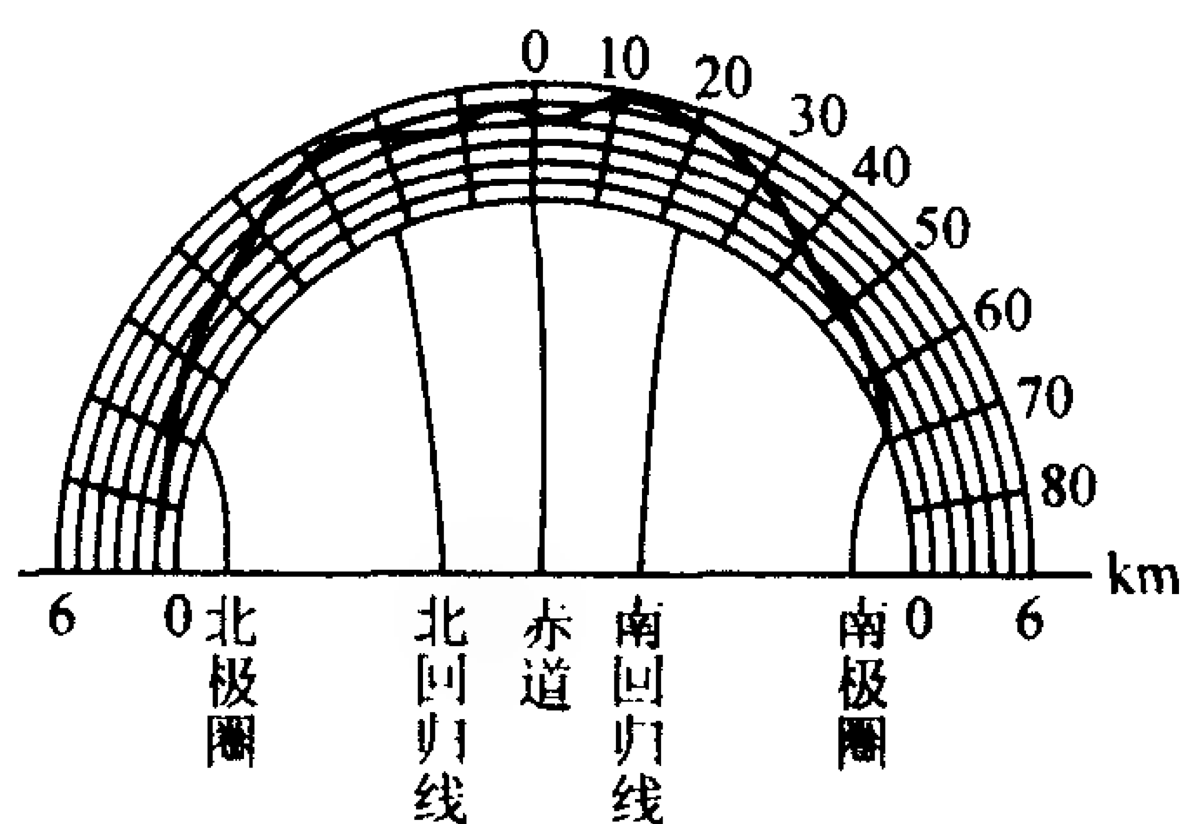


图4-28 地球上的雪线高度

气温、降水量和地形是影响雪线高度的三个主要因素。多年积雪的形成要求近地面空气层的温度长期保持在0℃以下。地球表面的平均温度具有从赤道向两极递减和自平地向高山递减的规律，所以低纬地区雪线位置比较高，高纬和极地雪线位置比较低。图4-28表明，雪线位置最高处并不在赤道，而在南北两个副热带高压带。这两个高压带同赤道带的温度差别并不显著，降水量却相差悬殊，副热带高压带降水量的急剧减少，使雪线上升到最大的高度。南美20°~25°纬度间的安第斯山雪线高达6 400 m，是世界上雪线最高的地方。北半球山地，一般北坡雪线比南坡低。我国祁连山南坡雪线在4 700~5 000 m，北坡仅约4 400~4 600 m，表现了坡向的影响。但是坡向不仅影响温度，也影响降水分布，如东西走向的喜马拉雅山阻挡了印度洋，湿润气流致使南坡多雨，雪线为4 400~4 600 m，北坡降水量很少，雪线上升到5 800~6 000 m。

在冰川上雪线又叫粒雪线。夏季冰川上隔年粒雪的下限，称为粒雪线。海洋性冰川粒雪线和零平衡线的位置比较吻合，大陆性冰川由于粒雪线和零平衡线之间有一个附加冰带，粒雪线通常高出零平衡线数十米或100~200 m。

和雪线高度相一致，地球上冰川分布高度也表现出明显的自低纬向两极降低的趋势。在东

西走向的山脉中，朝向极地的山坡冰川分布高度低于朝向赤道的山坡。通常情况下，迎风而降水量丰富的山坡冰川分布高度低于背风而降水量比较少的山坡。

三、冰川对地理环境的影响

冰川对地理环境的影响表现在许多方面。在极地和中低纬高山冰川区，冰川本身是自然地理要素之一，并形成独特的冰川景观。规模较小的冰川只对附近地区的气候发生影响，巨大的冰川如南极和格陵兰冰盖，则对广大地区甚至全球气候发生影响。作为一种特殊的下垫面，冰盖的扩展将大大增强地球的反射率，从而促使地球进一步变冷，并影响气团性质和环流特征。

在地球水圈的水分循环中，冰川也有重要的作用。据计算，目前全球冰川的平均年消融量约3 000 km^3。这一数字近乎全世界河流水量的三倍。冰盖消融量的增减，将直接影响海平面的升降。

大气降水到达地面后，由于蒸发、蒸腾和渗透等原因，只有一部分转变为地表径流。冰川表面不存在蒸腾，蒸发量及渗透量也非常小。所以，到达冰川表面的降水几乎可以全部转化为地表径流。冰川不仅是河流的补给来源，还是其调节者。冰川冰从积累区向消融区运动的结果，使长期处于固态的水转化为液态。但是，低温而湿润的年份，冰川消融将受到抑制；高温干旱年份，消融则将加强。这样，冰川就对径流起到了调节作用。

冰川推进时，将毁灭它所覆盖地区的植被，迫使动物迁移，土壤发育过程亦将中断。自然地带将相应向低纬和低海拔地区移动。冰川退缩时，植被、土壤将逐渐重新发育，自然地带相应向高纬和高海拔地区移动。

冰川的侵蚀和堆积作用显著改变地表形态，形成特殊的冰川地貌。在古冰盖掩覆过的地区，如欧洲和北美，这种冰川地貌可以占据广大范围。在山岳地区，冰川地貌显示出许多独有的特征。

陆地水，包括大陆冰盖和冰川在内，只占全球水量的3%左右，而与人类生活关系最密切的淡水湖和河流水量，只占0.1%。陆地水资源的丰缺，显然决定于降水量的多寡。全球平均年降水量约660 mm，应该说是比较充足的，但降水分布远不均匀。某些人口最集中的地区降水量能够满足需要，但地球上约有一半地区，包括亚洲大部分，澳大利亚中部，北非大部，中东和北美西部，水资源却严重不足。

由于人口增长，各种耗水工业的建立，以及灌溉面积的扩大，对水的需要每年都有新的增长。废水排放量也相应增加，造成海洋、河湖和地下水的污染，影响人们的生活和健康。因此，陆地水资源的合理利用和保护，就成为具有全球意义的重大课题。

就目前的技术条件而论，天然海水的利用仍十分有限，而采取淡化措施则需付出昂贵的代价；利用漂浮冰山也非常困难。显而易见，河川径流在长时间内仍将是人类最基本的水源。

河川径流和地下水动储量具有可恢复性和一定的自净能力。可恢复淡水资源的数量相当于全世界河流每年流入海洋和内陆湖的水量，但其实际可能利用率不超过40%，而且时空分布极不均匀。居住着世界2/3人口的欧亚两洲，2000年对水的需要将超过实际可能利用水资源的50%。由此看来，合理利用水资源并尽量防止它遭受污染，已经成为刻不容缓的大事。这一问题的解决，有赖于广泛的理论研究和实验，其中包括各个国家和地区水资源结构的研究，水文现象

和过程的研究，水平衡要素及有关流域热量和盐分平衡，人类活动对它们的影响，以及水资源管理等众多方面的研究。

主要参考书

1. John R. Mather. Climatology: Fundamentals and Application. McGrw - Hill Book Company, 1974

2. Jerome Williams and others. Oceanic Surface Currents in R. Gordon Pirie, ed., 1973, Oceanography, Oxford University Press. 1968

3. David H. Miller. Water at the Surface of the Earth. Academic Press. 1977

4. Warren Viessman and others. Introduction to Hydrology, Second Edition, Harper and Row. 1977

5. 施雅风等.中国海平面上升及其影响评估.中国科学院院士咨询报告总第一号.北京:科学出版社,1994

6. 范时清.地球与海洋.北京:科学出版社,1982

7. 沈灿燊.水资源导论.北京:高等教育出版社,1989

8. 叶锦昭等.世界水资源概论.北京:科学出版社,1993

第五章　地　　貌

地貌或称地形，指地球硬表面由地貌内外动力相互作用塑造而成的多种多样的外貌或形态。地貌动力亦称营力，有内动力与外动力之分。前者指地球内能所产生的作用力，主要表现为地壳运动、岩浆活动与地震。后者则指太阳辐射能通过大气、水和生物作用并以风化作用、流水作用、冰川作用、风力作用、波浪作用等形式表现的力。气候对区域外力及其组合具有决定性影响，因此湿润区流水作用旺盛，干旱区风力作用强大，热带亚热带碳酸盐岩区喀斯特作用普遍，而寒区则以冰川冰缘作用独占优势。内外动力均与重力有关，因此重力作用是地貌形成的前提。岩石是地貌的物质基础。岩性与地质构造导致某些特殊地貌如喀斯特地貌、黄土地貌的发育。

第一节　地貌成因与地貌类型

一、地貌成因

（一）构造运动与地貌发育

构造运动造成地球表面的巨大起伏，因而成为形成地表宏观地貌特征的决定性因素。大陆板块和大洋板块的区别造就了陆地与海底地貌的差异。陆地上大山系、大高原、大盆地和大平原以及海洋中的大洋中脊、洋盆、海沟、大陆架与大陆坡的形成，无一例外具有构造运动的背景。仅以陆地而论，巨大的高原、盆地与平原多与地块的整体升降运动有关。巨大的山脉与山系则与地壳褶皱带相联系。在中观尺度上，呈上升运动的水平构造是形成桌状山、方山与丹霞地貌的前提，单斜构造是形成单面山、猪背山必不可少的条件，褶曲构造可形成背斜山与向斜谷、穹状山与坳陷盆地，断层构造可形成断层崖、断层三角面、断层谷、错断山脊、地垒山与地堑谷、断块山与断陷盆地等众多地貌类型；火山活动则可形成火山锥、火山口、熔岩高原等地貌。地壳升降运动可在短距离，小范围内形成巨大的地表高度差异，不同高度地貌特征因而表现出垂直分异。

（二）地貌形成的气候因素

大多数地貌外动力都受气候因素的控制。气候水热组合状况不同导致外动力性质、强度和组合状况发生差异，最终将形成不同的地貌类型及地貌组合。

高纬和高山寒冷气候条件下，冰川冰缘作用成为主要外动力。在冰川作用下，山地将形成角峰、刃脊、冰斗、U形谷、冰川三角面、冰碛垅、冰碛堤、冰碛丘陵等冰川地貌和冻胀丘、冰核丘、融冻泥流、融冻阶地、石河、石带、石海、石环、多边形土等冰缘地貌。

温湿气候条件下地表径流丰富，流水作用成为主导外动力，各种流水地貌类型普遍发育。湿热气候条件下，流水作用虽然仍居主导外动力地位，但同时化学风化强烈，红色风化壳普遍较厚，植被有效地减弱了流水侵蚀力，平原、缓丘、穹状或钟状基岩岛山成为最常见的地貌类型。

干旱气候条件下，风与间歇性洪流为主要外动力，相应的地貌类型包括风蚀残丘、风蚀洼地、各种沙丘、沙垅、洪积扇、洪积倾斜平原等。干燥剥蚀山地山坡后退形成的残留有岛山的山麓面，也是干旱区特有的地貌类型。

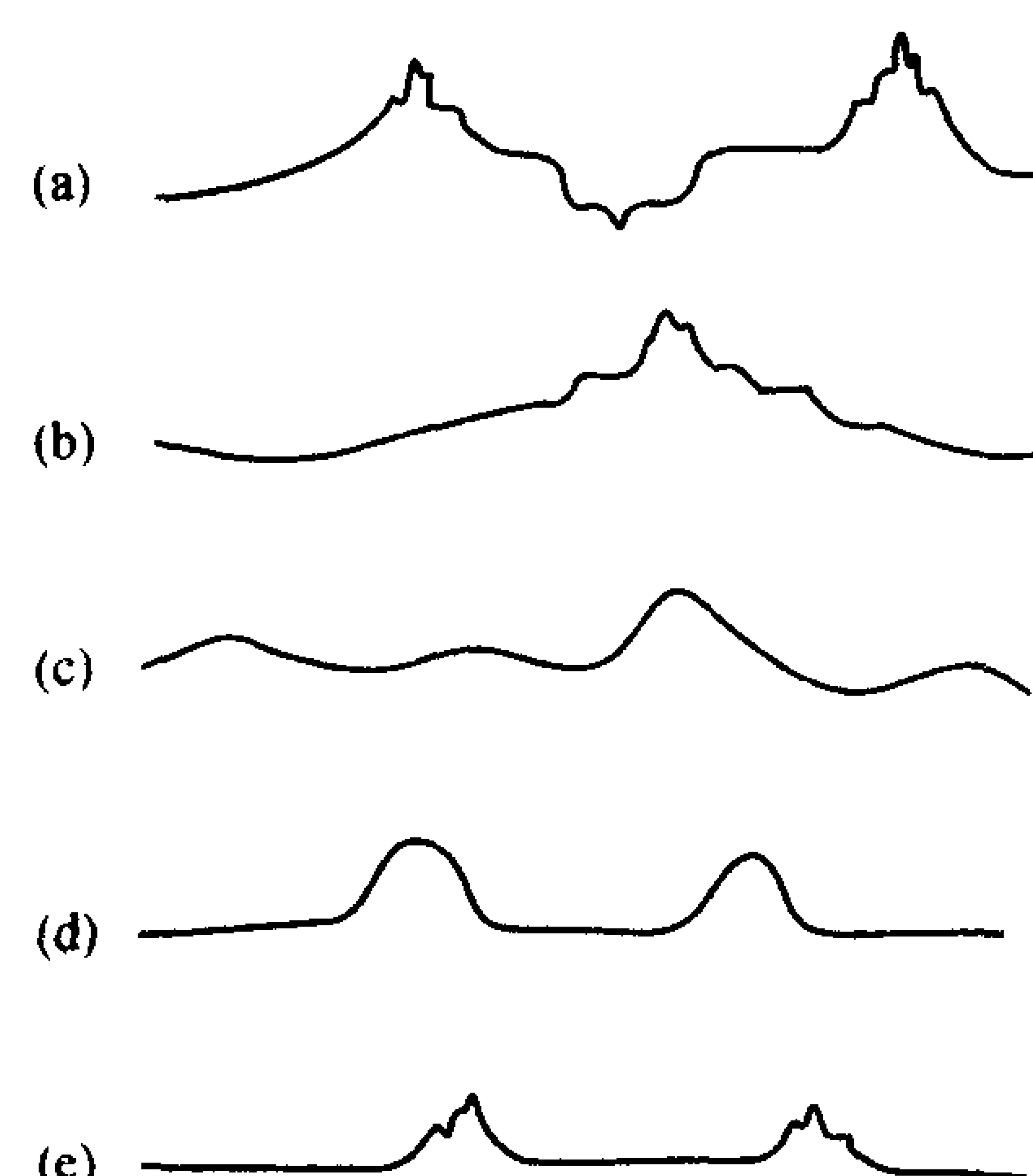
山地气候与地貌均因高度而异。湿润而有足够高度的山地以冰川冰缘作用与流水作用组合及相应地貌类型占优势。干旱区山地高、中、低山带则分别以冰川冰缘作用、流水作用和干燥剥蚀作用为主要外动力并形成相应的地貌类型。

同一地区气候变迁和外动力组合发生变化，可以出现不同类型的气候地貌叠置的现象。这种现象常被当作追溯气候变化的证据。

综上所述，冰川气候地貌形态尖锐，冰缘气候地貌起伏较小；温湿气候地貌剖面轮廓和缓；湿热气候地貌多夷平面；干旱气候地貌除残山外，一般无太大高度差(图 5－1)。

(三) 岩性对地貌形成的影响

各种岩石因其矿物成分、硬度、胶结程度、水理性质、结构与产状不同，抗风化和抗外力剥蚀的能力常表现出很大差别，形成的地貌类型或地貌轮廓往往很不相同。坚硬和胶结良好的岩石如石英岩、石英砂岩、砾岩常形成山岭和峭壁，松软岩石如泥灰岩、页岩常形成低丘、缓岗，柱状节理发育的玄武岩易形成陡崖与石柱，垂直节理发育的花岗岩易形成陡峻山峰，片岩分布区多发育鳞片状地貌，湿热气候下的碳酸盐岩易遭溶蚀而形成喀斯特地貌，黄土与黄土状岩石干燥时稳定性强，遇水即蚀并发生湿陷。软硬相间分布的岩石在水平方向上常导致河谷盆地与峡谷相间分布，在垂直方向上则形成陡缓更替的阶状山坡。



(a) 冰川气候地貌；
(b) 冰缘气候地貌；
(c) 温湿气候地貌；
(d) 湿热气候地貌；
(e) 干旱气候地貌

图 5－1　各气候地貌带的地貌轮廓剖面

(四) 人类活动对地貌的影响

人类活动对地貌发育的影响通常有两种方式。一是通过改变地貌发育条件加速或延缓某种地貌过程，例如破坏植被加速地表侵蚀，植树种草降低侵蚀速度；大量引水入渠导致河流蚀积过程发生重大变化，在干旱区甚至导致洪积扇发育中断；营造防风林抑制风沙作用及风沙地貌的形成与发展；采集薪柴和药材致使固定沙丘复活，等等。二是直接干预地貌过程，甚至改变地貌发育方向。这方面的例子也很多，如修建梯田或水平沟使原本平滑的山坡转而具有阶状结构；修堤筑坝约束河流或迫使其改道，从而改变冲积扇与冲积平原的发展道路；交通建设中挖方填方人为制造陡坡或堵塞沟谷；采挖矿石造成地表塌陷，堆放矸石、尾矿或废矿形成人造丘岗；削山造田把丘陵变为平地；围河、围湖、围海造田把水域变为陆地；修建山区水库变河谷侵蚀环境为库区堆积环境等等。显然，随着科学技术水平的日益提高，人类活动对地貌的影响还将更加广泛和深刻。

二、基本地貌类型

地貌类型最初是根据形态特征划分的。这种分类完全忽略了地貌成因,且极易造成不同级别的地貌类型相互混淆,因而只适用于划分陆地的基本地貌类型。

大陆和海洋盆地应该是最高级地貌类型。大山地和大平原,海底山地和海底平原是第二级地貌类型。山地可分为山岭、谷地、山间盆地;平原则可因海拔高低不同而分为高平原(高原)和低平原。显然,高级地貌类型都具有构造成因,低级地貌类型则多由外动力作用形成。巨大的正地貌是构造隆升与外力剥蚀的结果,范围广大的负地貌则是构造沉降与外力堆积的产物。

基本地貌类型可分为山地和平原两类。

(一) 山地

山地是山岭、山间谷地和山间盆地的总称,是地壳上升背景下由外力切割而成。山岭的形态要素包括山顶、山坡和山麓。山顶呈狭长带状延伸时称为山脊。山顶按形态特征可分为尖顶山、圆顶山、平顶山三类。山坡可分为直形坡、凹形坡和阶状坡。谷地包括河床、河漫滩、阶地等次级地貌类型。

根据绝对高度,山地可分为极高山、高山、中山和低山四类。我国以绝对高度大于 5 000 m 为极高山,3 500 ~ 5 000 m 为高山,1 000 ~ 3 500 m 为中山,小于 1 000 m 为低山(表 5 - 1)。临界值的确定,主要以外动力变化为依据。例如,5 000 m 以上是青藏高原东部现代冰川与雪线分布高度,地貌外动力以冰川冰缘作用为主。3 500 ~ 5 000 m,冰缘作用强烈,其下限相当于西北各山地的森林上限。1 000 ~ 3 500 m,流水作用强烈,1 000 m 以下不仅流水侵蚀作用强,化学风化作用也极盛,风化壳较厚。丘陵是山地与平原间的一种过渡性地貌类型,不受绝对高度限制,但相对高度一般不足 100 m。这并不是一种严格的规定,江南丘陵、黄土高原丘陵都有相对高度超过 100 m 的实例。

表 5 - 1　中国山地、丘陵分级

名称		绝对高度/m	相对高度/m
极高山		> 5 000	> 1 000
高山	深切割的	3 500 ~ 5 000	> 1 000
	中等切割的		500 ~ 1 000
	浅切割的		100 ~ 500
中山	深切割的	1 000 ~ 3 500	> 1 000
	中等切割的		500 ~ 1 000
	浅切割的		100 ~ 500
低山	中等切割的	500 ~ 1 000	500 ~ 1 000
	浅切割的		100 ~ 500
丘陵			< 100

据《中国地貌区划》。

(二) 平原

平原是一种广阔、平坦、地势起伏很小的地貌形态类型。依据海拔高度,可分为低平原(< 200 m)和高平原两类。低平原地势低而平缓,切割深度和切割密度均很小。高平原简称高

原，由于地势较高，切割相对强烈，依据表面形态特征，平原又可分为平坦平原、倾斜平原、凹形平原和起伏平原等类型。依据外动力差别，平原还可分为熔岩平原、喀斯特平原，冲积平原和海成平原等类型。

从任何意义上说，平原都绝不可能是几何平面。平原内部经常包括许多次级地貌类型，如冲积平原上即有河床、河漫滩、自然堤、河间洼地、决口扇以及三角洲等。

东欧平原（或俄罗斯平原）面积广至 400×10^4 km^2，是世界最大的低平原。西西伯利亚平原与亚马孙平原面积均达到 280×10^4 km^2。拉普拉塔平原、北美大平原和土兰平原，面积也都在 150×10^4 km^2 左右。我国的平原则以松辽平原（25×10^4 km^2）、华北平原（16×10^4 km^2）和长江下游平原（5×10^4 km^2）面积最大。

高平原（高原）的地貌分异非常复杂，通常可分为切割高原与波状高原两类。当高原上有山地相间分布时，一般以山原相称。南极冰雪高原（$1\,280 \times 10^4$ km^2）、伊朗高原（250×10^4 km^2）、青藏高原（250×10^4 km^2）和卡拉哈利高原（210×10^4 km^2）是世界上面积最大的四个高原。

当平原四周被山地环绕时，平原及面向平原的山坡共同组成一种新的地貌类型——盆地。水文学家常以“流域”确定盆地的边界。但作为地貌单元或自然地理单元的盆地，以周边山麓线为界似乎更切合实际。

三、地貌在地理环境中的作用

作为活跃的地理环境组成要素之一，地貌对其他要素与地理环境整体特征有着广泛而深刻的影响，主要表现在如下几方面。

（一）导致地表热量的重新分配和温度分布状况复杂化

假定地表没有地势起伏和地貌分异，到达地表的太阳辐射及由之转化而成的热能和地表温度状况应严格按纬度分布。实际存在的地貌分异显著改变了这一特点，导致山地阳坡与阴坡温度不相同，各高度层带的温度更迥然相异，东西走向山地经常成为热量带界线；高原与平原相比较，温度表现出“偏向极地”的特点，有时甚至低于其高纬一侧的平原的温度，从而呈现所谓温度南北倒置现象。即使迎风坡与背风坡也可显示温度差别。特定地貌条件下发生的焚风常使背风坡温度高于同海拔迎风坡。山地与高原在气温垂直递减规律作用下常形成“冷岛”，盆地和河谷相反，成为“热岛”。

（二）改变降水量分布格局

山地的屏障作用及迫使湿润气流上升凝结使降水集中发生于迎风坡，而背风坡往往成为雨影区。北美科迪勒拉山系东西两侧及喜马拉雅山南北两翼降水量的悬殊差异即是地貌影响降水量的明显例证。山地降水量在一定范围内随高度上升而增加，一方面与温度垂直变化一起构成气候的垂直变化，另方面也使山地总体降水量高于附近平原，因而成为湿润区的多雨中心和干旱半干旱区的“湿岛”，盆地与深切河谷则相反，成为“干岛”。喜马拉雅山东段南坡乞拉朋齐和台湾省火烧寮多雨中心的形成具有特殊地貌背景，天山与祁连山是干旱区内湿岛的典型，吐鲁番盆地与横断山干旱河谷则可谓“干岛”的代表。

地貌对地表热量水分的影响必然波及诸如风化作用、成土作用以及各种生物过程等自然地理过程，最终导致自然景观的重大变化。

（三）地貌对生物界的影响

海拔和坡向不同常形成不同植被类型乃至生态系统的事实，几乎在任何山地都可能发生。显然，山地地貌的复杂变化将最终导致生境复杂化，因而全球陆地以山地的生物多样性最为丰富，各高度层带物种的总和常常数倍于当地平原的物种数。山地与河谷还往往成为气候急剧变化过程中某些生物的避难所，以致每当人们寻找珍稀物种甚至了遗物种时，就把目光转向山地。还必须提到，巨大的高原和山地可以成为各种区系成分相互渗透的障碍；平原、谷地甚至山口又可成为物种迁移的通道。低平原上排水良好的高地是地带性植被分布的理想地貌类型，而洼地、沟谷底部和低平原则往往发育隐域性植被。

（四）地貌对自然界地域分异的影响

对任何尺度的地域而言，地貌都是一个重要的非地带性因素。地貌变化既干扰和破坏全大陆尺度的地带性分异，致使绝大多数自然带不能实现沿纬线方向的“环球分布”，又在地带性区域内部表现非地带性分异。有关理论问题将在第八章详细讨论，但这不妨碍我们注意某些实例，如许多大地貌单元，同时也是高级自然区，且地貌界线基本上与自然区界相吻合。又如东西走向山地的南北两坡对温度变化的不同影响和南北走向山地的东西两侧降水量的差异，常常使山地本身成为自然地带或地区间的分界。还有，南倾高原与北倾高原温度的水平变化呈截然相反的趋势，以北半球而论，前者南北气温差异显著，后者差异很小甚至可出现倒置现象，高级自然区界线大多经过南倾高原。

（五）地貌对土地类型分化的影响

土地类型是最低级的自然地理单元。在包括三级基本土地单位和若干过渡单位在内的全部土地单位中，地貌都是一个举足轻重的组成要素和致变因素。地貌形态的任何变化都将导致整个土地类型的变化。为避免重复，有关内容也留待第八章介绍。

第二节　风化作用与块体运动

一、风化作用

地表岩石与矿物在太阳辐射、大气、水和生物参与下理化性质发生变化，颗粒细化、矿物成分改变，从而形成新物质的过程，称为风化过程或风化作用。风化是剥蚀的先驱，对地貌的形成、发展与地表夷平起着促进和推动作用。

（一）风化作用的类型

1. 物理风化　物理风化又称机械风化或崩解。顾名思义，这是一个岩石由整体破裂为碎屑，裂隙、孔隙和比面积增加，物理性质发生显著变化而化学性质不变的过程。岩石形成过程中必然产生一些裂隙和节理，在其经过构造变动或上覆岩石被剥蚀而露出地面时，① 负荷及应力发生变化，裂隙、节理扩大；② 太阳辐射增温与昼夜温度变化造成岩石热胀冷缩，但不同矿物胀缩不均匀；③ 岩石表面干湿变化以及水的相态变化可造成岩石胀裂或劈裂；④ 裂隙中的盐类发生结晶；⑤ 植物根系对岩石的挤压和穿透，动物挖掘洞穴，等等，都可对地表岩石造成机械破坏，使之层层剥离（图 5－2）。所有这些都属物理风化范畴。



图 5-2　花岗岩沿节理风化剥离后形成的块石堆

2. 化学风化　化学风化是指岩石在大气、水与生物作用下发生分解进而形成化学组成与性质不同的新物质的过程。岩石中的矿物从生成环境转入地表时将失去稳定性，沿裂隙、节理发生水化、水解、溶解和氧化作用。水化作用的实质是岩石矿物吸收水分后转变为含水矿物，体积膨胀，硬度降低，抵抗能力削弱并对周围岩石产生压力。如硬石膏经水化变为石膏：



$$CaSO_4 + 2H_2O \longrightarrow CaSO_4 \cdot 2H_2O$$

体积增大 30%，不仅本身易破碎，周围岩石受压也易破裂。水解作用是水体进入地表岩石，水中的氢离子与矿物中的盐基离子发生交换形成可溶性盐类，即矿物遇水分解的过程。如正长石经水解形成高岭土、SiO_2 溶胶和离子溶液 K_2CO_3：



$$2KAlSi_3O_8 + CO_2 + 2H_2O \longrightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 4SiO_2 + K_2CO_3$$

溶解作用是指岩石中的无机矿物不同程度溶解于水中并被带走，难溶物质残留原地、岩石孔隙度增加、强度降低的过程。氧化作用则指矿物被大气游离、水体溶解氧氧化，形成高价化合物的过程，如黄铁矿在湿润条件下的氧化：



$$4FeS_2 + 15O_2 + 10H_2O \longrightarrow 4FeO(OH) + 8H_2SO_4$$

铁、硫均被氧化、而硫酸将进一步形成各种硫酸盐。

上述过程往往同时进行，且效果相同，即破坏原有岩石矿物，部分活泼元素分离并流失，较稳定者形成新的粘土矿物。化学风化强度取决于温度、湿度与水溶液的 pH 值。气候炎热潮湿及水溶液呈酸性等条件有利于化学风化。

3. 生物在化学风化中的作用　生物不仅参与岩石的物理风化，在化学风化中也起着重要作用。例如，植物光合作用产生氧，动植物呼吸作用释放二氧化碳，为化学风化提供了反应剂；植物根系的分泌与吸收作用可促进矿物分解与元素迁移，生物残体分解过程中形成的可溶性化合物可促进化学风化；微生物参与矿物元素的氧化、还原和淋滤，均对化学风化有促进作用。

（二）风化壳

风化作用的残留矿物、次生矿物及可溶性物质统称风化产物。残留矿物是化学性质较稳定因而未经化学风化的物质，由自然元素、氧化物或硅酸盐构成的矿屑与岩屑，如金、铂、金刚石；石英、金红石、磁铁矿、铬铁矿；绿柱石、锆石与白云母等。显然，在物理风化占优势而化学风化微弱的干

旱半干旱和高寒气候条件下，残留矿物应是风化产物的主体。次生矿物以粘土矿物及铁铝含水氧化物最为常见。粘土矿物主要包括高岭土、蒙脱石和伊利石三类。高岭土（$Al_2SiO_2(OH)_4$）由水化硅酸铝组成，多在温暖湿润气候条件下形成，故而是我国东部及南方分布最广的风化产物。蒙脱石$Al_4(SiO_4O_{10})(OH)_4 \cdot nH_2O$是半湿润半干旱气候条件下的标准风化产物。伊利石或为粘土状水化云母，或为水云母与蒙脱石的混合物，是半湿润半干旱区淋溶作用弱或富钾母岩风化形成的稳定产物。蒙脱石与伊利石在气候转湿或地表积水情况下，均可继续风化为高岭土。

铁的含水氧化物中最常见者是褐铁矿，实际上是多种氧化铁与粘土的混合物。铝的含水氧化物可直接由基性与中性岩石风化形成。在湿热气候下，铁铝氧化物分布广泛，一些地方还形成了铝土矿层。可溶性物质包括矿物分解时释放的溶解物质与形成难溶次生矿物时多余的溶解物质，常呈离子或胶体形式随水流失。

风化产物是土壤形成的物质基础，某些风化产物还可形成风化矿床。

1．风化壳的基本特征　风化产物虽经风化与剥蚀而依然残留原地覆盖于母岩表面者，即是风化壳或称残积物。也有人把被搬运后再堆积的风化产物称为堆积风化壳。风化壳尤其是厚层风化壳的形成必须具有两个方面的基本条件。一是有利于风化作用持续进行的气候、岩性和构造条件，如高温多雨，温度较差大，岩石多节理、裂隙，构造破裂显著等。二是有利于风化产物残留原地的地貌、植被、水文与水文地质条件，如地势起伏和缓，地貌较稳定，植被覆盖度高、地表流水侵蚀较弱、地下水流动显著且地下水位较低等。

风化壳的基本特征主要有：①由于各地风化作用强度与风化产物就地残留的条件不同，风化壳空间分布上呈不连续性，厚度差异也很大，厚者可达 100～200 m，薄者不足 1 m；②组成物质以粘土和碎屑为主，也可包括少量残存液体；③结构疏松，表层分散性强，分解程度高，粒径细，中下层相反，但不具有类似沉积岩的层理；④发育和保存均较好的风化壳，可以划分强度风化、中度风化和微风化三个层带。以红色风化壳为例，强度风化带氧化作用强，代表性稳定矿物为铁铝氧化物，粘土矿物主要是高岭土，颜色棕红、有新生块体和铁质化现象。中度风化带位于强度风化带之下，水呈垂直运动，氧化及淋滤作用较弱，但水解作用强，为高岭土及过渡性粘土矿物组成的夹碎屑粘土层。微风化带接近母岩并为潜水层，水化和淋滤作用强，粘土矿物以水云母、绿泥石为主，本质上仍属疏松岩石。

2．风化壳基本类型及其分布　高温多雨的热带、亚热带地区，风化作用可全年进行，矿物分解最彻底，风化壳厚度最大，代表性风化产物为铁锰氢氧化物、铝的氢氧化物和高岭土类新生粘土矿物，K、Na、Ca、Mg 和 SiO_2 淋失强烈。富铝型酸性风化壳和硅铝铁型酸性风化壳为典型的风化壳类型。前者主要分布于热带，铝铁高度富集，并可形成铁、镍风化矿床。后者广泛分布于热带、亚热带，铝铁分离不及前者显著，硅与铝形成高岭土类粘土矿物。以花岗岩为母岩的风化壳常形成优质高岭土及稀土元素风化矿床，以石灰岩为母岩的风化壳则质粘、少硅、多铝，下层含钙质。

温带森林带的水热状况均不如热带亚热带，水分循环、生物循环、淋滤作用相对减弱，仅碱金属与碱土金属淋失较强，其他阳离子很少淋失，总体上属中度化学风化、代表性产物为高岭土类粘土矿物。风化壳较薄，含褐铁矿、颜色棕或黄，多属硅铝粘土型弱酸性风化壳类型。

半湿润半干旱森林草原与草原带淋溶作用较弱，水的垂直运动自上而下与自下而上交替进行，广泛发育碳酸盐型中性至微碱性风化壳，色浅、层薄，含钙质、硅铝铁氧化物、蒙脱石类粘土矿物、黄土和少量岩屑，化学风化轻至中度。

干旱区化学风化更弱而物理风化增强，仅有氯离子、部分阳离子与硫酸根离子流失，钙镁碳酸盐聚积显著并十分稳定，主要粘土矿物为伊利石与蒙脱石。风化壳色浅，层更薄，多碎屑，富盐类，呈碱性。

高寒区与极旱荒漠区物理风化占统治地位而化学风化极微弱，典型风化壳为残积粗岩屑型风化壳。

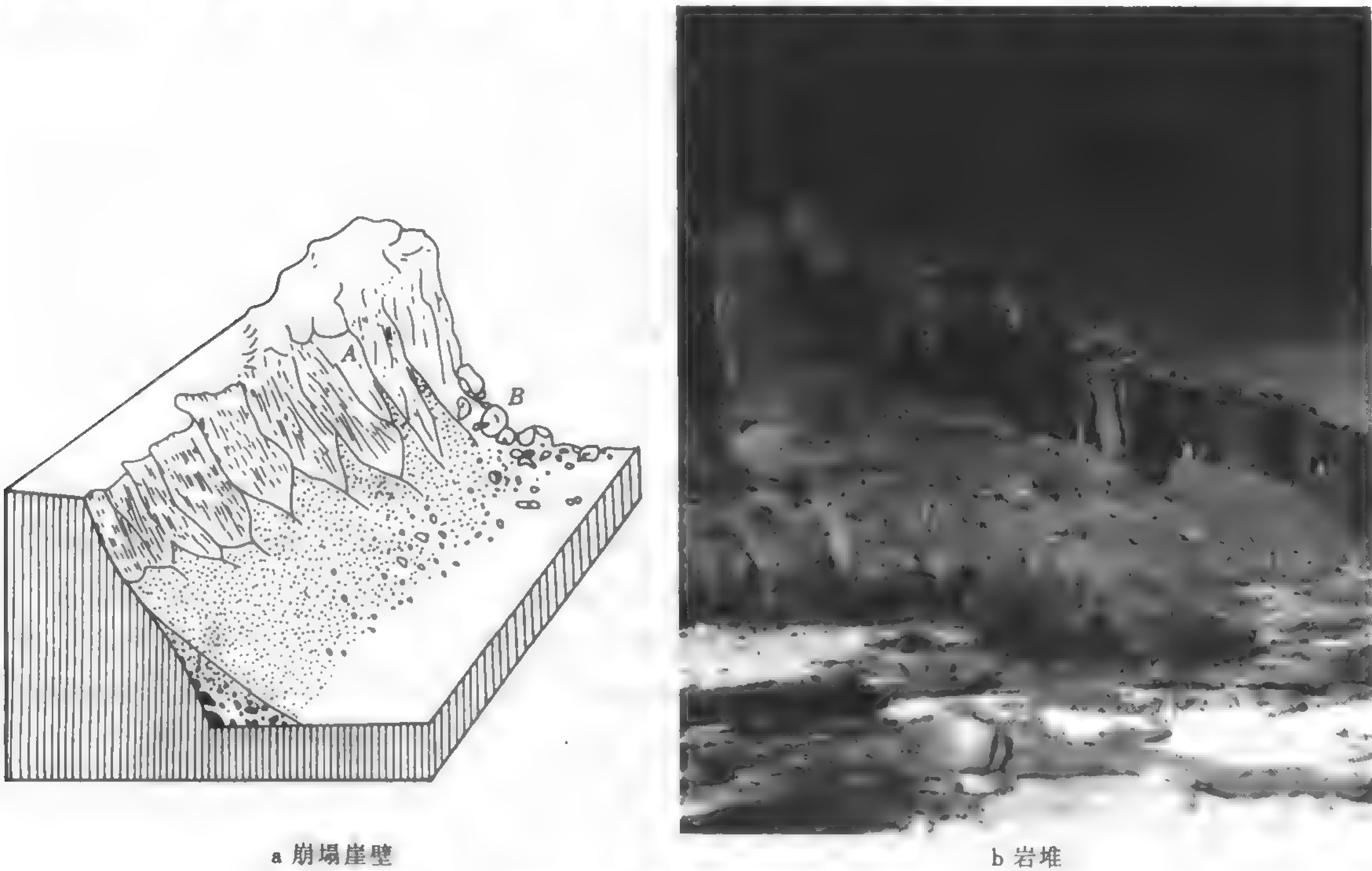
二、块体运动与重力地貌

岩体和土体在重力作用及地表水地下水影响下沿坡向下运动称为块体运动，大致可分为崩落、滑落与蠕动三类并发育相应的重力地貌。

（一）崩落与崩塌地貌

陡坡上的岩体与土体在重力作用下突然快速下移，称为崩落或崩塌。山坡坡度陡和相对高差大，甚或具有外倾结构面，或处于断层破碎带，侵入岩体接触带，风化作用强，降水或地下水引起坡体变化，以及地表水冲刷坡麓等导致岩体、土体失稳的情况，和松散堆积物坡度超过休止角，是发生崩落的必要条件。

崩落形成两种地貌，即山坡上部的崩塌崖壁与坡麓的岩堆（倒石堆）。崩塌崖壁坡度很大，常呈悬崖峭壁。岩堆上尖下圆呈半锥状，上部岩块较细而下部岩块很大（图 5－3 a、b）。崩落使坡



a 崩塌崖壁　　b 岩堆

图 5－3　崩落形成的地貌

（a 据 E.B.桑采尔，b 摄于河西走廊西部）

面上部后退，岩堆则使坡面下部前伸，于是坡度逐渐变缓。崩落停止后，岩堆经风化可发育土壤

和生长植被(图 5-4)。峡谷两侧最易发生崩落,巨大的崩塌岩块常使峡谷难以通行(图 5-5)。大规模崩塌俗称山崩。1911 年帕米尔巴尔坦格河谷的山崩后,40×10^8 m^3 的崩塌体堵塞河谷,形成了长 76 km,宽 1.5 km,深 262 m 的大湖。1933 年岷江上游谷地的山体崩塌后,崩塌体阻断岷江,河水上壅以致淹没了叠溪县城,形成了上下两个叠溪海子。



图 5-4　古老岩堆上已生长植物(南秦岭)

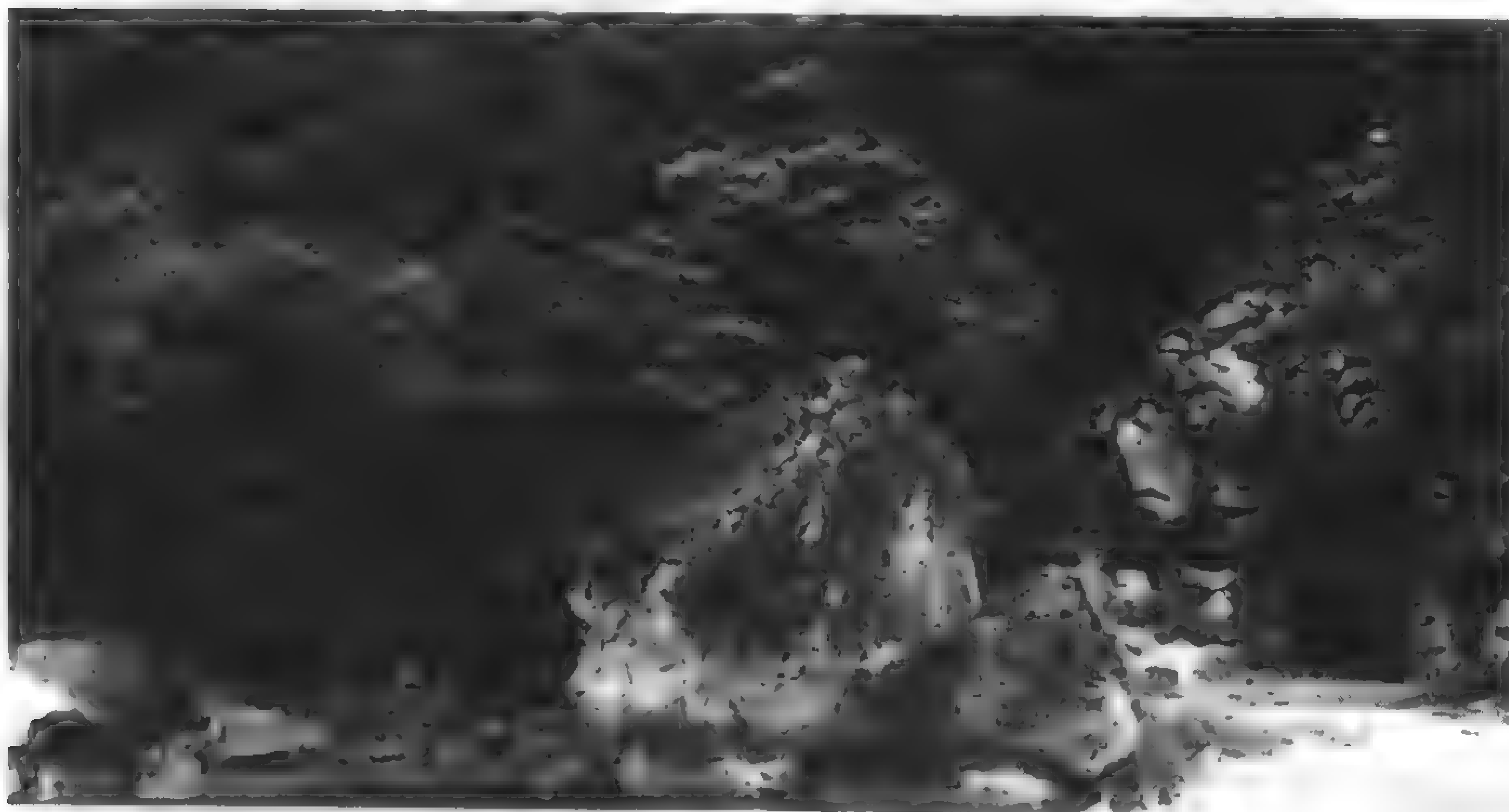


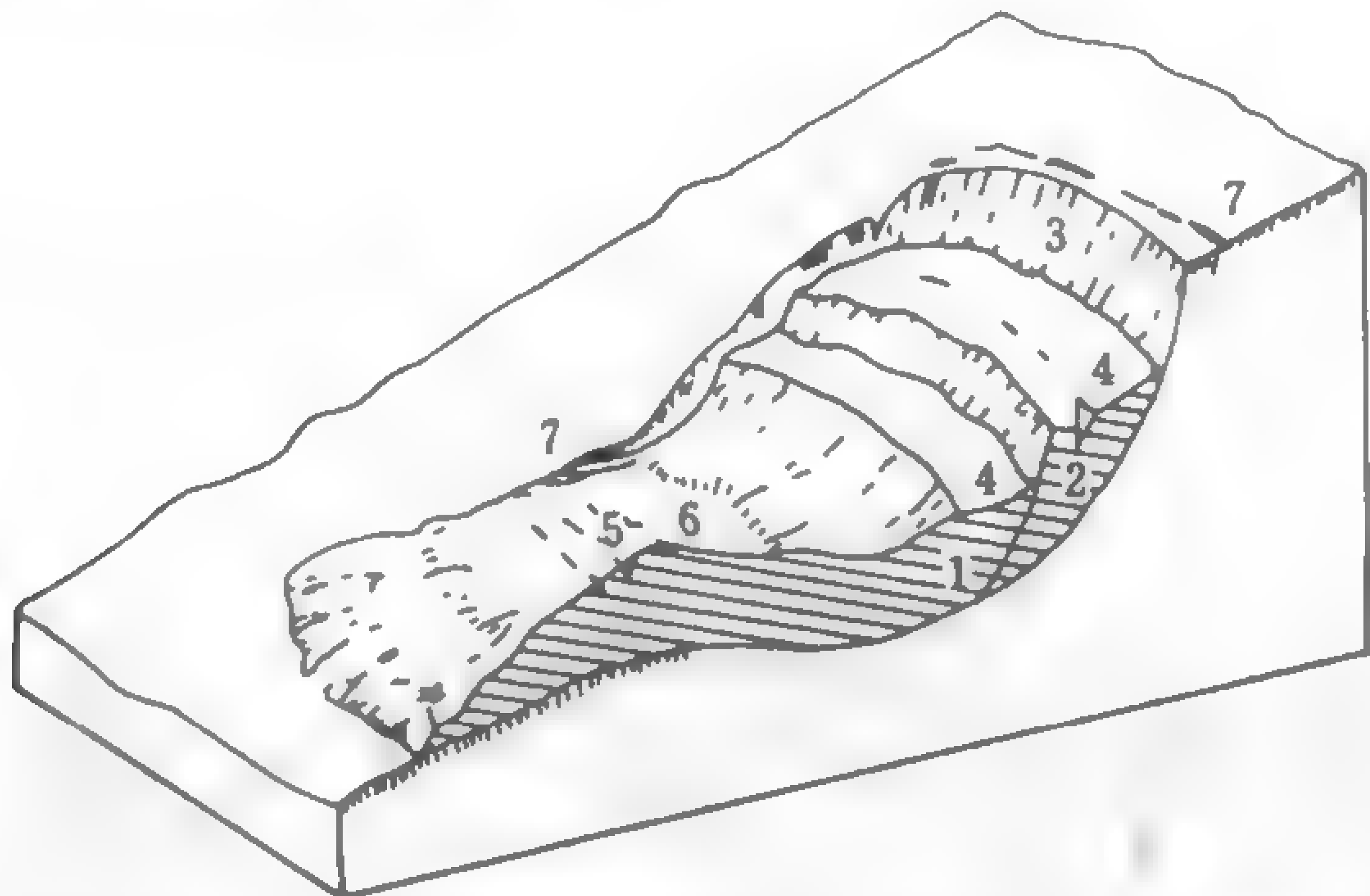
图 5-5　峡谷中的巨大崩塌岩块(北秦岭)

(二) 滑落与滑坡地貌

由岩石、土体或碎屑堆积物构成的山坡体在重力作用下沿软弱面发生整体滑落的过程称为滑坡。滑坡只有在由重力引起的下滑力超过软弱面的抗滑力时才能发生。因此,坡体滑落必须具备一定的内在因素和诱发因素。内在因素包括地层岩性、地质构造、坡体结构和有效临空面等。坡体存在软弱面、地质构造有利于水的聚积、松软岩层被水浸湿后进一步软化,岩石上部透水下部不透水从而成为含水层等,都有利于滑坡形成。断层面、节理面、岩层层面则都是天然软弱面。当岩层内含有粘土夹层,岩层倾向与坡向一致而倾角小于坡度时,尤其易发生滑坡。坡度 20°~40°是发生滑坡最多的坡度。诱发因素包括降水强度、地下水、地震、地表径流对坡麓的冲

淘、坡面加积作用,以及人为的在坡地上蓄水灌溉、建房筑路时破坏坡地稳定性等。

滑坡体和滑动面均可形成滑坡地貌(图 5－6、5－7)。滑动面中下部常被掩覆于滑坡体下,



1. 滑坡体;2.滑动面;3.滑坡壁;4.滑坡阶地;5.滑坡垄丘;6.滑坡洼地;7.滑坡裂缝

图 5－6　滑坡形态示意(据 D.J.伐尔奈斯)

a

b

c

d

a.滑坡壁;b.滑坡壁后部裂缝;c.滑坡阶地;d.滑坡体上的裂缝

图 5－7　滑坡地貌实例(甘肃、酒勒山,1983)

上部露出地表成为滑坡壁，坡度一般在50°以上，高1~2 m至100~200 m不等，多呈半环形内凹形。滑坡体形成的地貌则有滑坡裂缝、滑坡阶地、滑坡垄丘与洼地等类型。滑坡裂缝多分布于滑坡体两侧及前缘隆起处，因张力与剪切力而形成。滑坡壁后缘山坡上也较常见。滑坡阶地是滑坡体分级下滑的产物。滑坡垄丘是滑坡体前缘的隆起形态，丘后部相对低洼处即为滑坡洼地。

我国西部山地是著名的滑坡频发区，一次暴雨常诱发成千上万次滑坡。20世纪90年代长江三峡地区曾发生滑坡体阻塞河道、影响航行的事例。甘肃舟曲境内也曾发生滑坡阻断白龙江致使水位上升淹没部分县城。1983年甘肃东乡，1993年云南昭通，1994年重庆武隆，1997年贵州盘县都发生过滑坡体埋压村庄的惨剧。还有报道说，1998年汛期，全国发生滑坡达8万~9万次。防治滑坡事关重大，应引起我们高度重视。

（三）蠕动

坡面岩屑、土屑在重力作用下以极缓慢的速度移动的现象称为蠕动。15°~30°的坡度最适宜发生蠕动。土层温度升降尤其是冻融交替、干湿变化均可引起蠕动，造成坡面土层或碎屑层发生弯曲及斜坡上物体变形（图5-8），在青藏高原可形成鳞片状山坡（图5-9）和蠕动泥流地貌。研究蠕动过程须建立半定位或定位观测站进行长期观测。

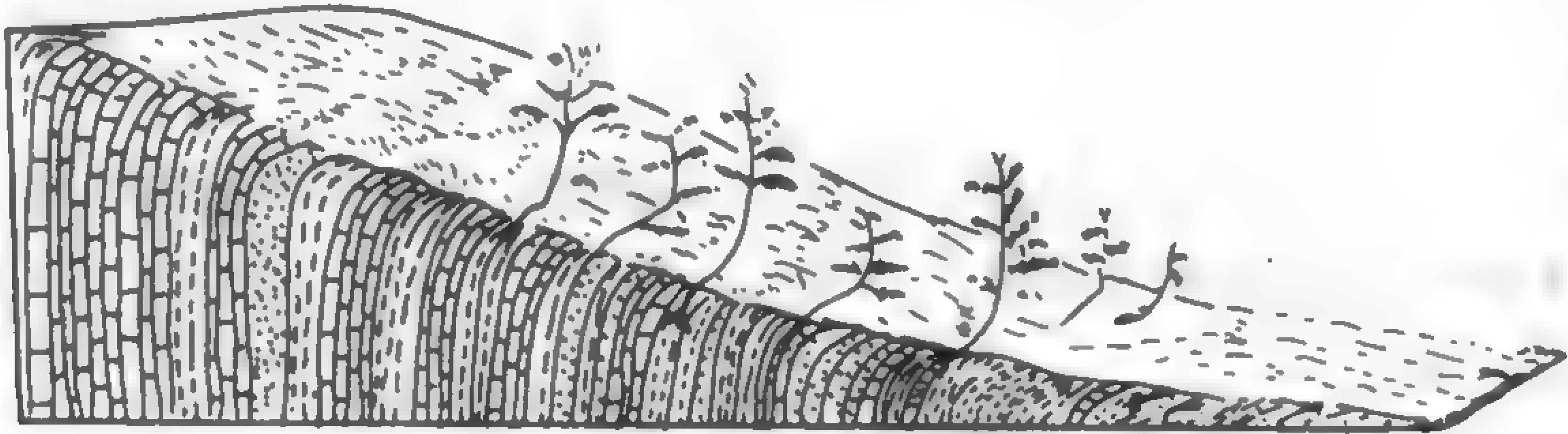


图5-8　坡地上的蠕动现象（据A.K.洛贝克）



图5-9　蠕动形成的鳞片状山坡（青海南部）

第三节 流水地貌

一、流水作用

地表流水包括坡面流水、沟谷流水和河流三类。流水具有侵蚀、搬运和堆积三种作用,而三者均受流速、流量与含沙量等因素制约。流速、流量增加或含沙量减少,将导致侵蚀作用加强;反之则堆积作用旺盛。

流水对坡面、沟谷与河谷均可发生侵蚀。坡面侵蚀源于坡面流水,因而侵蚀呈片状且比较均匀。沟谷流水与河流的侵蚀呈线状,并有下切、侧蚀与溯源侵蚀三种形式。下切主要针对谷底并使谷底加深,侧蚀使谷坡后退,谷底拓宽,溯源侵蚀则使谷地向源头方向伸长。黄土高原某些沟谷源头一次暴雨即可前进数十米,堪称溯源侵蚀之最。

流水对泥沙的搬运有两种方式,一是推移即使沙砾沿沟底或河床滑动、滚动或跃动。颗粒重量与起动流速的六次方成正比,因而山区河流可搬运巨大的砾块。二是细粒物质呈悬浮状态运动,即悬移。流水搬运能力不断变化,同粒径物质的搬运方式也发生相应变化,但巨砾很少可能以悬移方式运动。

流水搬运能力因含沙量过多而显得不足时,部分泥沙将发生堆积作用。流速与流量减少,河床比降由陡变缓都可导致堆积作用发生。

二、坡面流水与沟谷流水地貌

(一) 坡面流水地貌

雨水或冰雪融水在坡面直接形成薄层片流,片流受坡面微小起伏影响汇聚为无数没有固定流路的网状细流,因而坡面流水对地表的侵蚀比较均匀。

坡度、坡长、坡面组成物质、降水强度与降水持续时间、植被覆盖度等,对坡面侵蚀强度都有很大影响。坡度增加,流速与动能相应增加,侵蚀力亦随之加强。但坡度超过40°后,坡面积与径流量显著减少,侵蚀力随之减弱。坡面长度增加有利于增加水量及其动能,进而增加侵蚀力,但泥沙量增加将反过来抑制侵蚀作用。可见坡度、坡长与侵蚀力之间关系十分复杂。降水强度大而且持续时间长有利于产流,不同植被类型及覆盖度将不同程度减少径流从而影响侵蚀过程。水土保持部门和铁路部门在我国许多地区进行了大量观测,并构建了许多适用于不同地域的模型。从总体上说,当一个坡面组成物质,入渗强度及降水量均较一致时,分水岭顶部产流少且侵蚀力小,坡面中段产流系数最大且侵蚀力最强,坡麓主要以堆积作用占优势。

坡面侵蚀物质堆积于缓坡、洼地与坡麓,形成由亚粘土、沙粒和细岩屑组成的、分选差和磨圆度极低,仅粗具倾斜层理的坡积物。坡积物连片分布于坡麓形成类似展开的裙裾的地貌,称之为坡积裙或坡积裾。

(二) 沟谷流水地貌

坡面细流最终将汇集为流路相对固定,侵蚀能力显著增强的沟谷水流,并形成沟谷地貌。岩

性软弱、植被稀少与降水强度大，对沟谷的形成与发展起着促进作用，对谷坡形态也有很大影响。沟谷通常较短小，纵剖面上游陡下游缓，横剖面呈V形，水平产状且垂直节理发育的岩层上的沟坡常呈直立状或阶状。较大的沟谷沟头有集水盆地、沟口常发育冲出锥。冲出锥由间歇性洪流堆积物组成，呈半圆锥型，锥顶坡度略大，向下逐渐变缓，分选差、磨圆度低，面积通常不足1 000 m^2(图 5－10)。

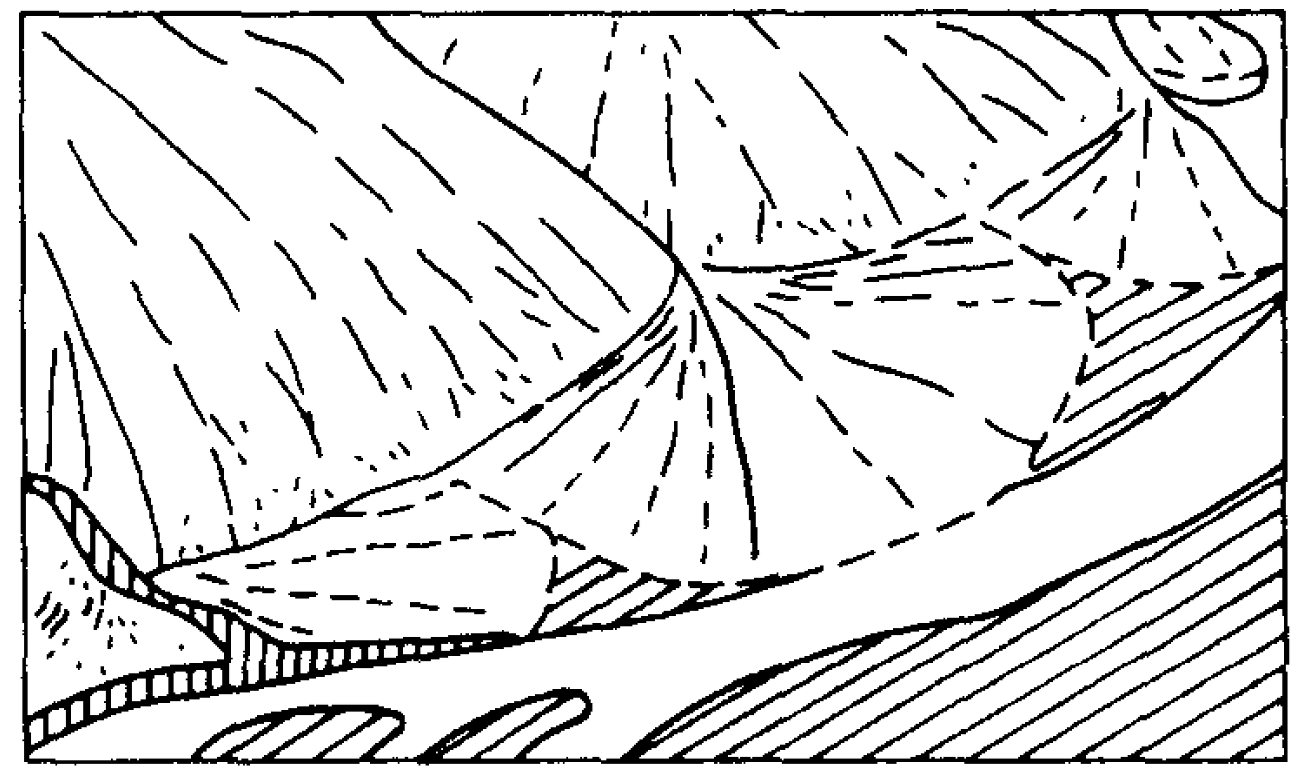


图 5－10　冲出锥

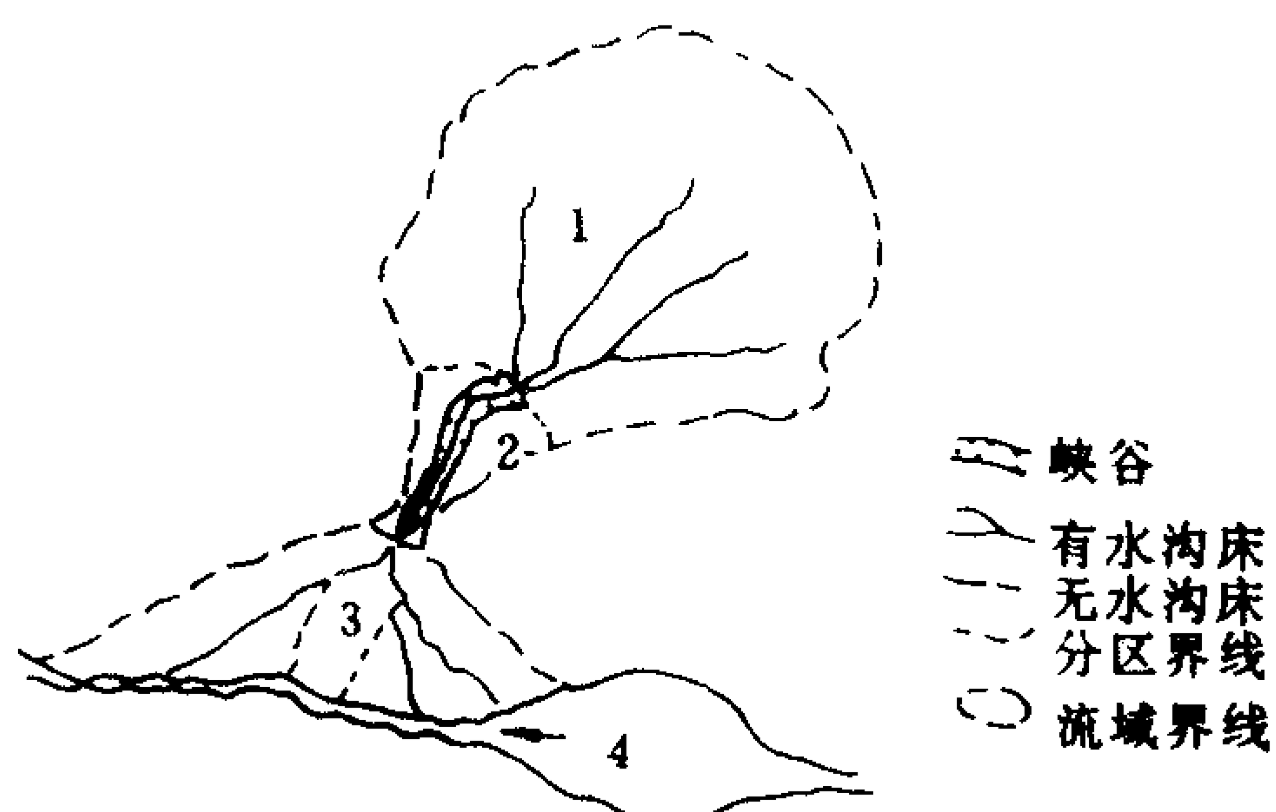
(三) 泥石流

依据英国地质学会(1974)的定义，泥石流是介于水流与滑坡之间，由重力作用下形成的松散物质、水与空气三者构成的块体运动。因为稀性泥石流并非块体运动，所以这一定义并未被公认。Ю.Б.维诺格拉多夫(1976)称泥石流是“水体与松散碎屑岩石混合物构成的山地洪流”。也有人干脆称之为特殊洪流(杜榕桓，1980)。但事实上塑性泥石流很难归入洪流范畴。钱宁(1984)认为“泥石流是发生在沟谷和坡地上的包含小至粘土大至巨砾的固液两相流”。液相指水与泥沙掺混而成的均质浆液，固相则指粗大石块。很可能是为了不致忽略气体的存在，吴积善(1993)强调“泥石流是山区介于挟沙水流与滑坡之间的土(泛指固体松散物质)、水、气混合流”，并明确规定不包括挟沙水流与滑坡在内。这种表述方式既表明泥石流仅仅发生在山区，又强调了泥石流具有固体的结构性与水体的流动性。

形成泥石流必须具备三个条件：①固体松散物质储备丰富，例如坡面与沟谷流域内有厚层风化壳、黄土、坡积物与块体运动堆积物；② 坡面坡度与沟谷纵比降较大。以重力作用为主，土体失稳且供给量大的重力坡，有滑坡活动或冲刷严重的侵蚀坡，纵比降较大且具有土质沟床的沟谷，最有利于泥石流形成；③ 可从高强度降水或冰雪融水获得充足的水源供给。

世界上最具备以上条件的山地是环太平洋山地及从阿尔卑斯山到喜马拉雅山的广大山地，它们因此也是泥石流的主要分布区。我国的泥石流则广泛分布于天山、昆仑山、祁连山、贺兰山、太行山、燕山、横断山、巫山、十万大山、南岭等山地，而尤以甘肃、四川、云南等省最多。

通常将泥石流分为稀性与粘性两类，也有增加过渡性与塑性，共分四类的划分法。稀性泥石流水体体积比为0.1～0.5，容重1.2～1.8t/m^3，具紊流性质，石块呈滚动或跃移形式运动。过渡性泥石流水土比例相近，即各占0.4～0.6，容重约为1.8～1.9 t/m^3。粘性泥石流土体含量约为0.55～0.78，容重1.9～2.3 t/m^3，即使在缓坡上也不发生散流，前锋突起，动力强大，破坏性强。塑性泥石流土体占总体积0.75以上，容重大于2.3 t/m^3，最大容重可超过2.5 t/m^3，具有极紧密的聚合状网格结构，流动性弱而滑动效应明显。



1.泥石流供给区；2.泥石流通过区；
3.泥石流堆积区；4.泥石流堵塞河流而成的深潭、宽谷

图 5－11　泥石流流域示意图

泥石流沟谷与泥石流扇是泥石流作用形成的主要地貌类型。泥石流沟谷上段为松散物质区，中段为通过区，下段为山口堆积区(图 5－11)。供给区

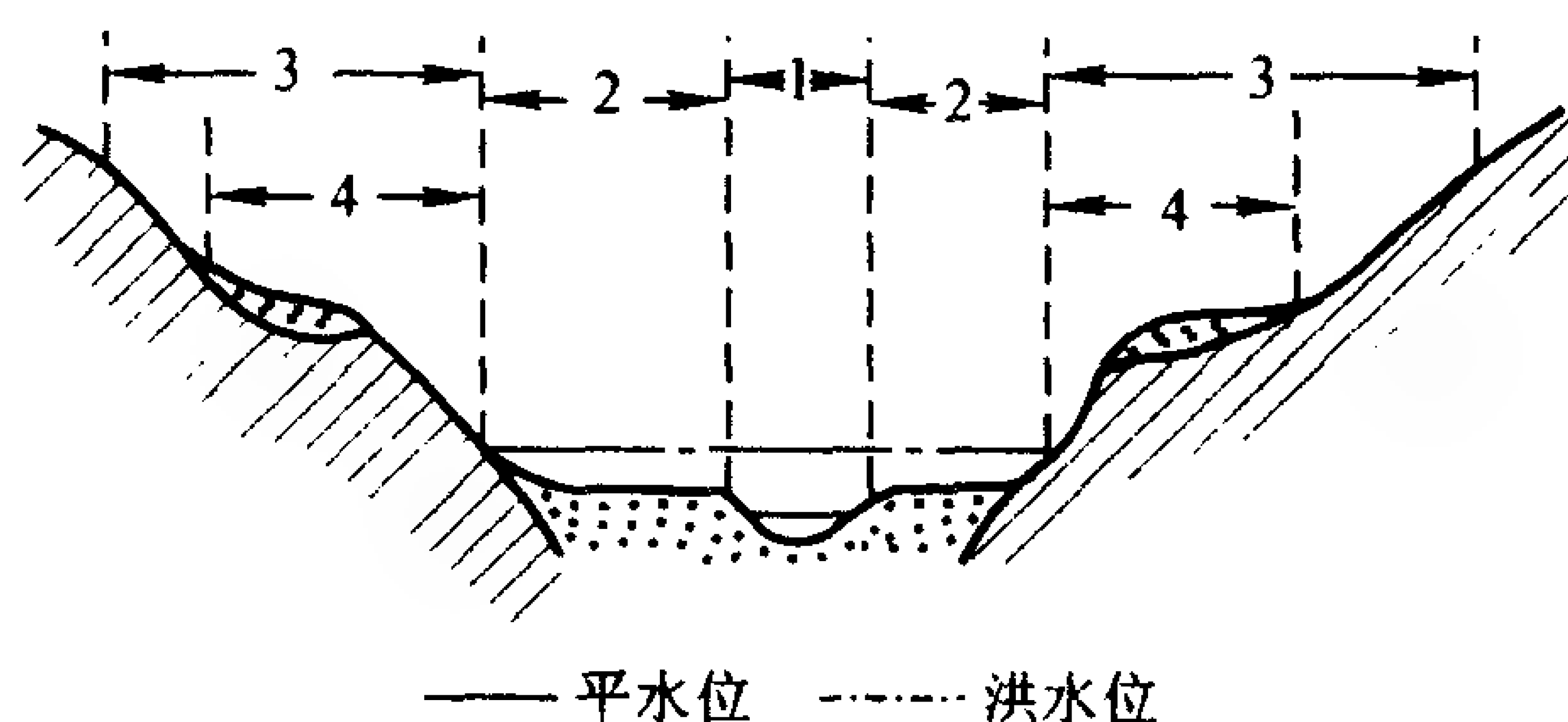
植被稀少,松散物质丰富,地表侵蚀强烈且多崩塌、滑坡。通过区多为深切、狭窄和陡峭的峡谷。堆积区形成独特的泥石流堆积地貌——泥石流扇。与洪积扇不同,泥石流扇横剖面显著上凸,扇面发育辐散式垄岗或岛状丘岗,物质分选差,不显层理。在我国西部山区的一些谷地中,泥石流扇已成为优势地貌类型,耕地、道路、村镇甚至城市都分布于泥石流扇上。

作为一种灾害地貌过程,泥石流每发生一次都造成对人类的危害。仅以最近的半个世纪而论,1953 年西藏波密古乡沟泥石流表面流速达 10 ~ 20 m/s,峰值流量达 $2.86\times10^4\ m^3/s$,总体积多达 $1.7\times10^7\ m^3$,曾阻塞波都藏布江。1970 年 5 月 30 日秘鲁境内的一次泥石流,流速竟达 80 ~ 90 m/s,总搬运土体 $5\times10^7\ m^3$,运距 160 km,造成 1.8 万人死亡。1981 年四川西昌东河泥石流也曾造成人员伤亡,而 1985 年 11 月 3 日哥伦比亚因火山爆发导致积雪消融进而诱发泥石流,更使 2.5万人丧失生命。

三、河流地貌

(一) 河谷的发育

河谷是以河流作用为主,并在坡面流水与沟谷流水参与下形成的狭长形凹地,是一种常见地貌形态。河谷通常由谷坡与谷底组成(图 5 - 12)。谷坡位于谷底两侧,其发育过程除受河流作用外,坡面岩性、风化作用、重力作用、坡面流水及沟谷流水作用也有不小影响。除强烈下切的山区河谷外,谷坡上还常发育阶地。谷底形态也因地而异,山地河流的谷底仅有河床,平原盆地河流谷底则发育河床与河漫滩。

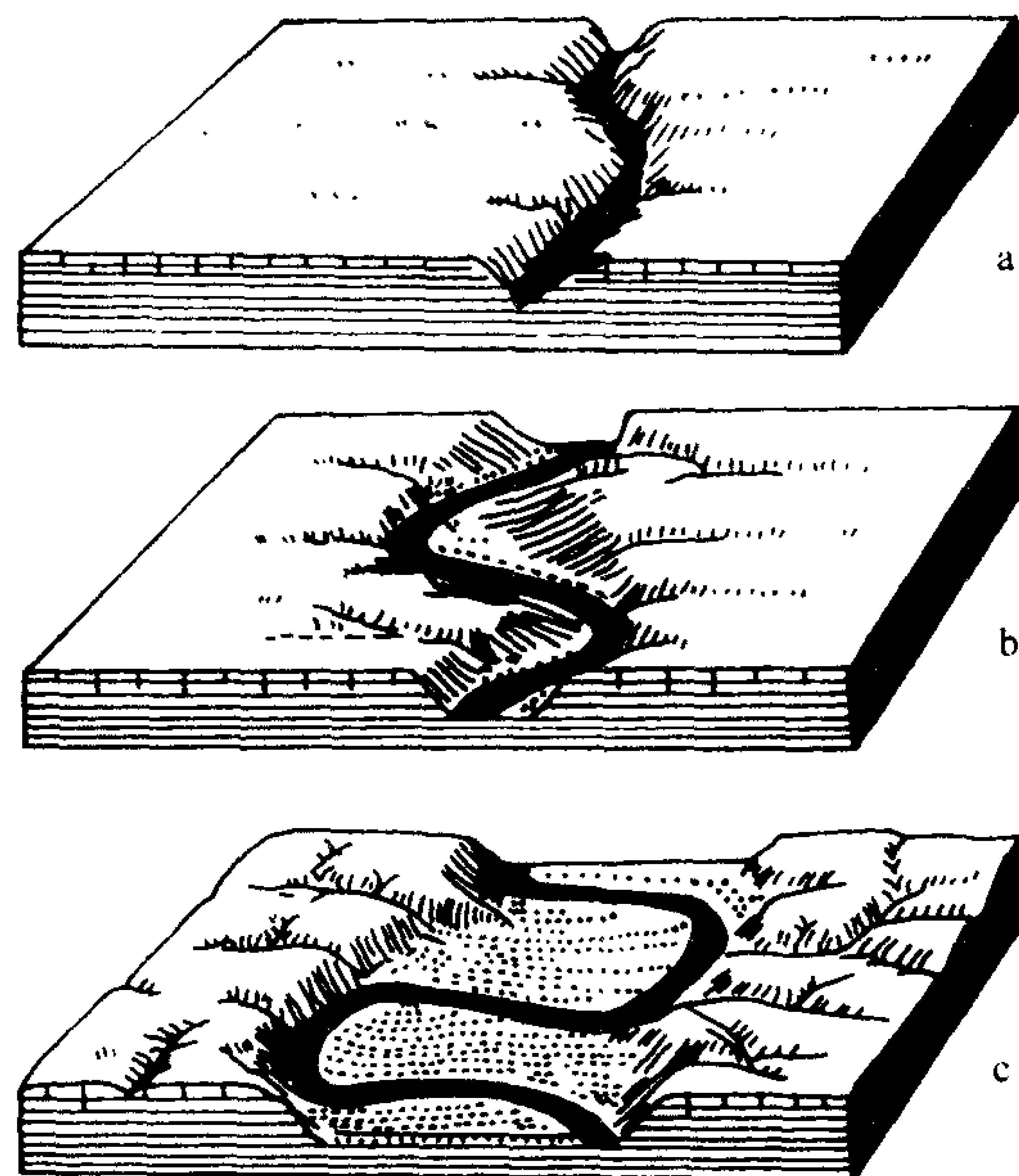


1.河床;2.河漫滩;3.谷坡;4.阶地

图 5 - 12　河谷的结构

河谷发育初期,河流以下蚀为主,谷地形态多为 V 形谷或峡谷;尔后侧蚀加强,凹岸冲刷与凸岸堆积形成连续河弯与交错山嘴。河湾既向两侧扩展,又向下游移动,最终将切平山嘴展宽河谷,谷地发生堆积形成河漫滩(图 5 - 13)。

河流下切深度受侵蚀基面制约。入海河流以海平面为基面,湖盆、干支流交会处,坚硬岩坎甚至堤坝,也可以成为局地的或暂时的基面。如果不发生地壳运动、气候变化与海平面变化,河谷纵剖面比降将因河流的长期下蚀而逐渐变小,河流亦将以侧蚀为主,最后达到侵蚀作用与堆积作用相对平衡,河谷纵剖面将成为平滑下凹曲线。但实际上,河床纵剖面形态总不免时有起伏,河床也总是深槽与浅滩相间分布的。



a. 初期的 V 形谷；b. 出现交错山嘴；c. 河谷展宽并发生堆积

图 5-13　河谷的发育

（二）河床与河漫滩

河床是平水期河水淹没的河槽，河漫滩则是汛期洪水淹没而平水期露出水面的河床两侧的谷底。

1. 深槽与浅滩　平原上的冲积性河床，由于某一河段水流能量集中而发生侵蚀，相邻的上下河段能量分散而发生堆积，因此深槽与浅滩必然沿河交替出现。弯曲河床的深槽位于弯曲段，浅滩则位于过渡段，相邻深槽或浅滩的间距大约为河床宽度的 5～7 倍（图 5-14）。侵蚀性河床

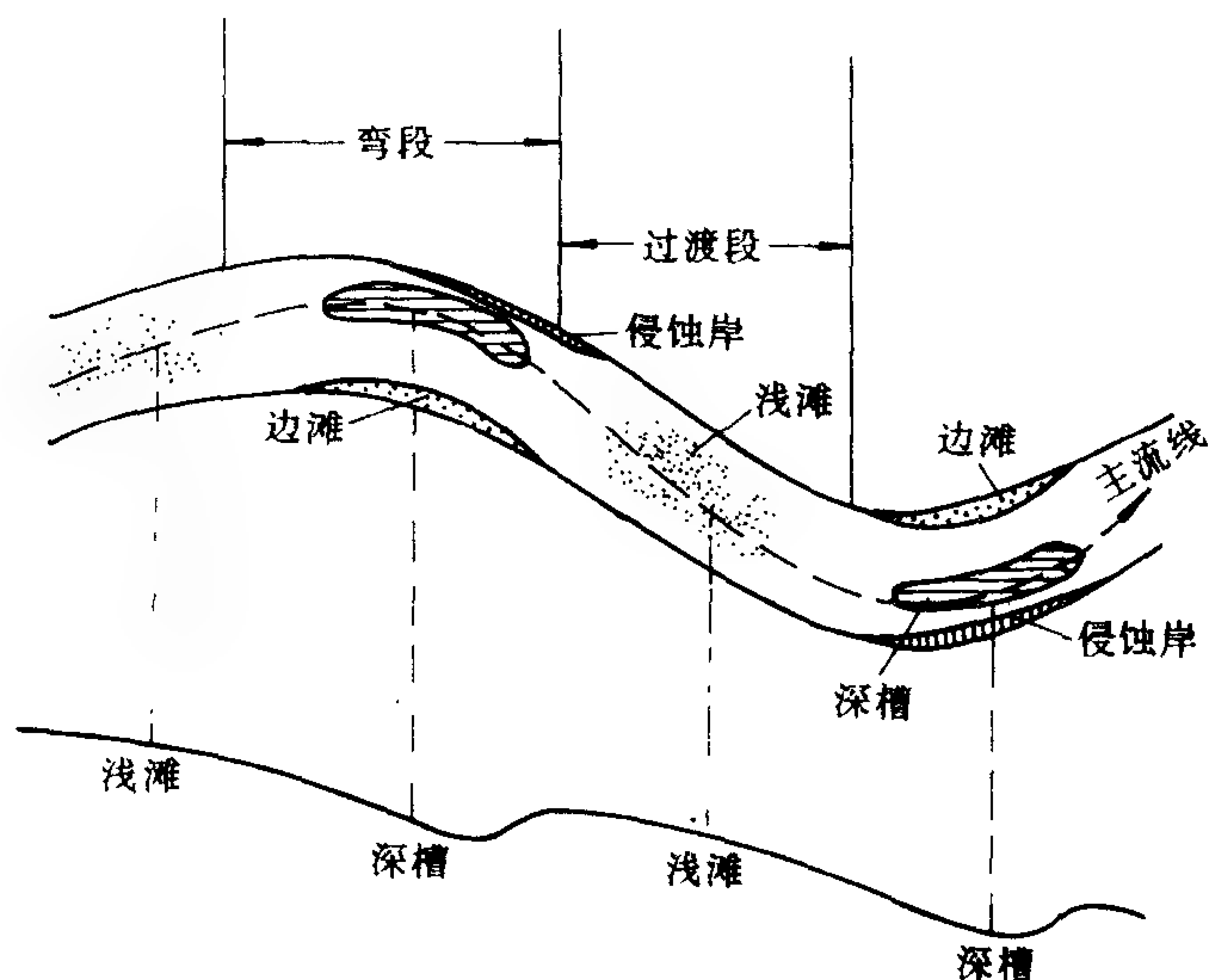
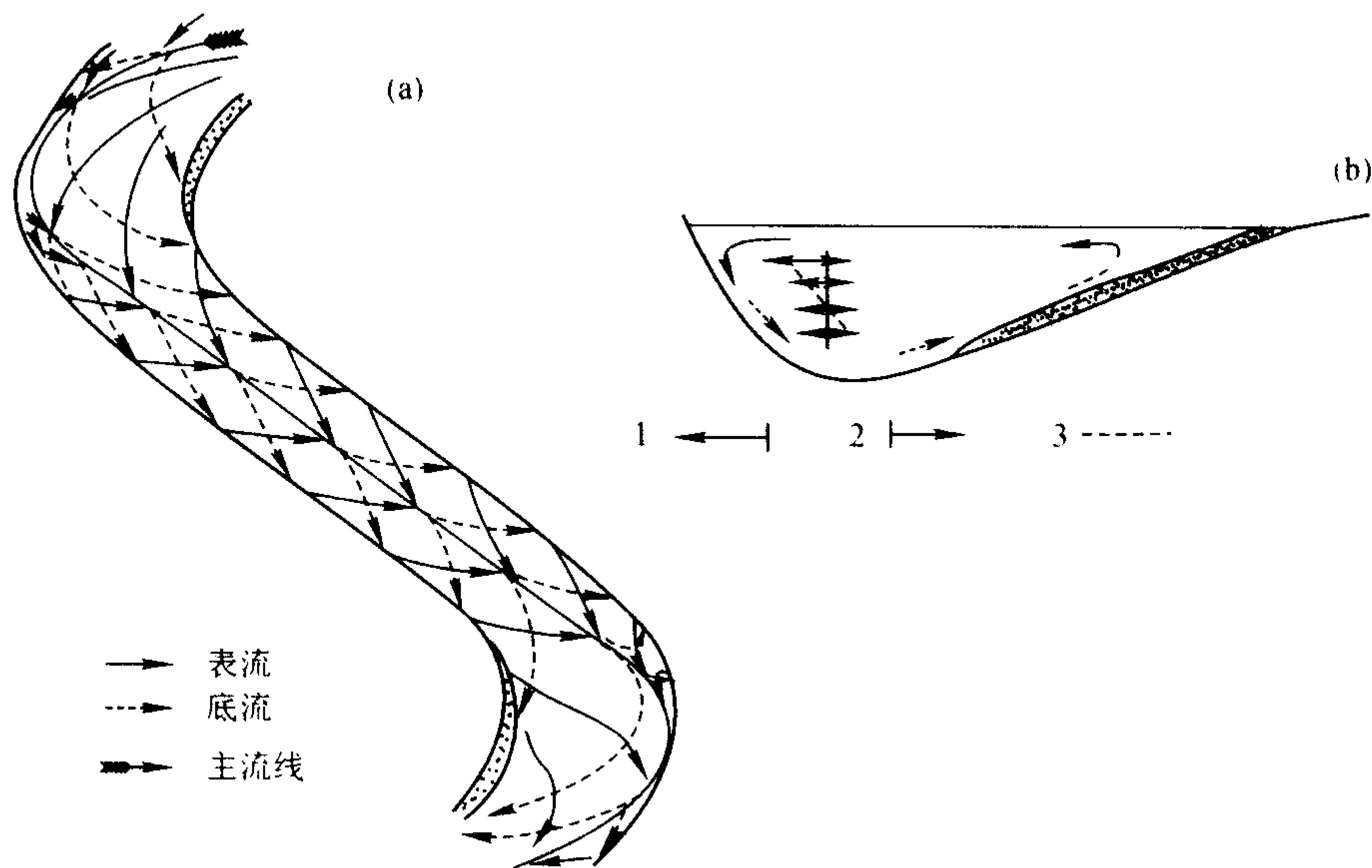


图 5-14　弯曲河床的平原与剖面形态

中深槽与浅滩的形成还受岩性与构造影响,岩石软弱或因构造作用而比较破碎时易形成深槽,反之则形成浅滩。

2. 边滩与河漫滩 弯曲河床的水流在惯性离心力作用下趋向凹岸,使其水位抬高,从而产生横比降与横向力,形成表流向凹岸而底流向凸岸的横向环流(图 5-15)。凹岸及其岸下河床在环流作用下发生侵蚀并形成深槽,岸坡亦因崩塌而后退。侵蚀物被底流带到凸岸形成小边滩。边滩促进环流作用,并随河谷拓宽而不断发展成为大边滩。汛期大量悬移物质堆积于大边滩上。细粒悬移质即河漫滩相冲积物如粉沙、粘土和亚粘土覆盖于粗粒推移质即河床相冲积物之上,形成二元结构,边滩也发展为河漫滩(图 5-16)。河漫滩表面常有微小起伏,但其地势多向谷坡或阶地方向微倾斜,沉积物也在同一方向上由粗变细,并有水平层理,与河床相冲积物上部的斜层理或交错层理形成鲜明对比。



a. 平面图;b. 横剖面图

1. 惯性离心力引起的横向力分布

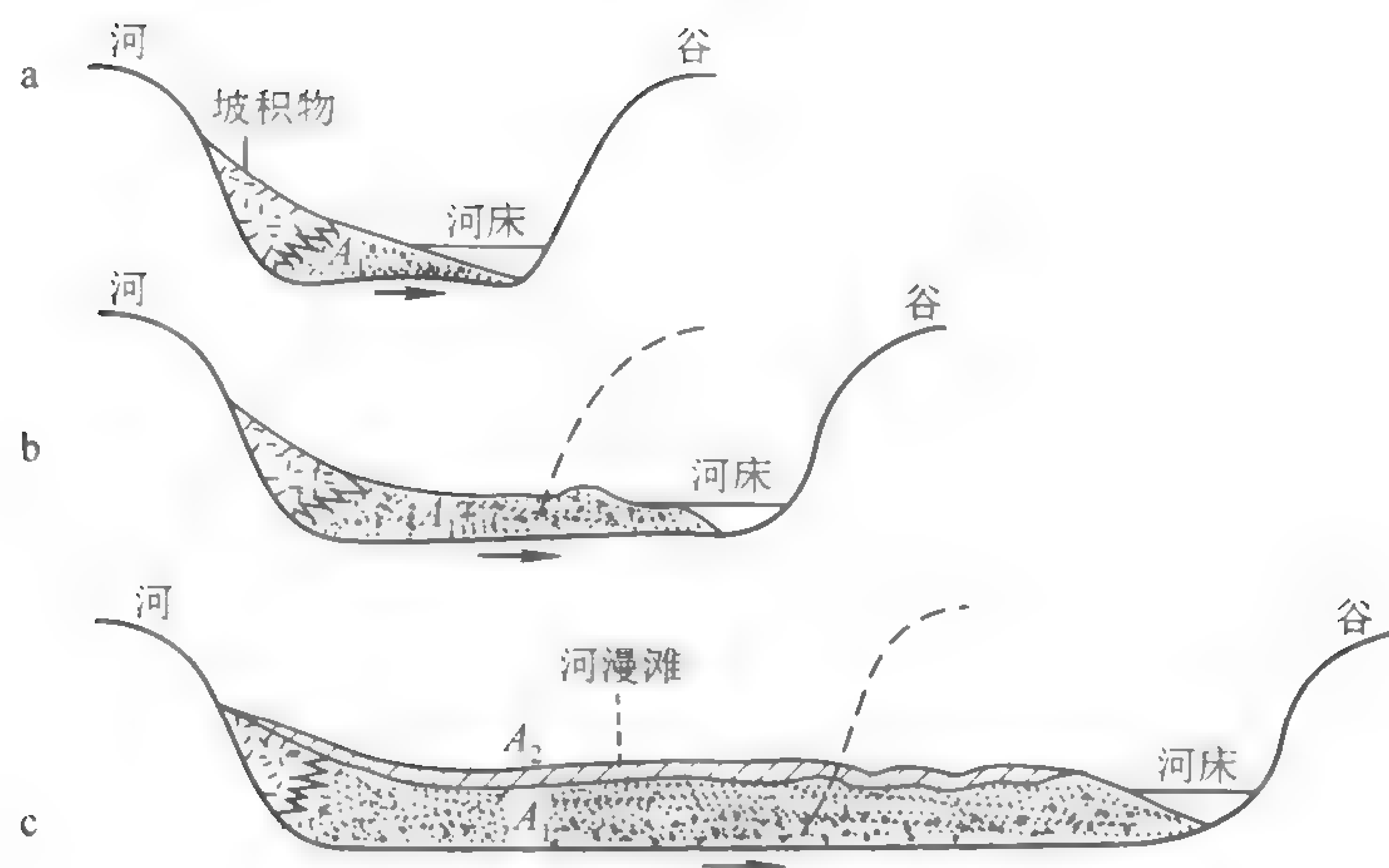
2. 水面横比降引起的横向力分布

3. 二者相结合的结果

图 5-15 弯曲河床的横向环流

河漫滩或冲积平原上,河流凹岸的侵蚀与凸岸的堆积持续进行,可形成自由摆动的河曲(图 5-17)。自由河曲两相邻凹岸间的曲流颈因河流侧蚀而变窄,最终可被洪水冲决,这就是曲流的裁弯取直,被裁去的河弯成为牛轭湖。由于地壳上升,河流切入河曲地段的基岩,自由河曲即转变为深切河曲。深切河曲的曲流颈被切穿,曲流颈与废弃河曲间的山丘即成为离堆山。

3. 心滩与江心洲 心滩是复式环流作用下在江心堆积而成的。当河床横剖面形态不规则时,水流被河床分为两股或多股主流线,从而形成复式环流。泥沙在河底受两股相向底流作用的



→示河流迁移方向；——前期河谷位置；

A_1.河床相冲积物；A_2.河漫滩相冲积物

a.小边滩；b.大边滩；c.河漫滩

图 5－16　河漫滩的形成(据 E.B.桑采尔)

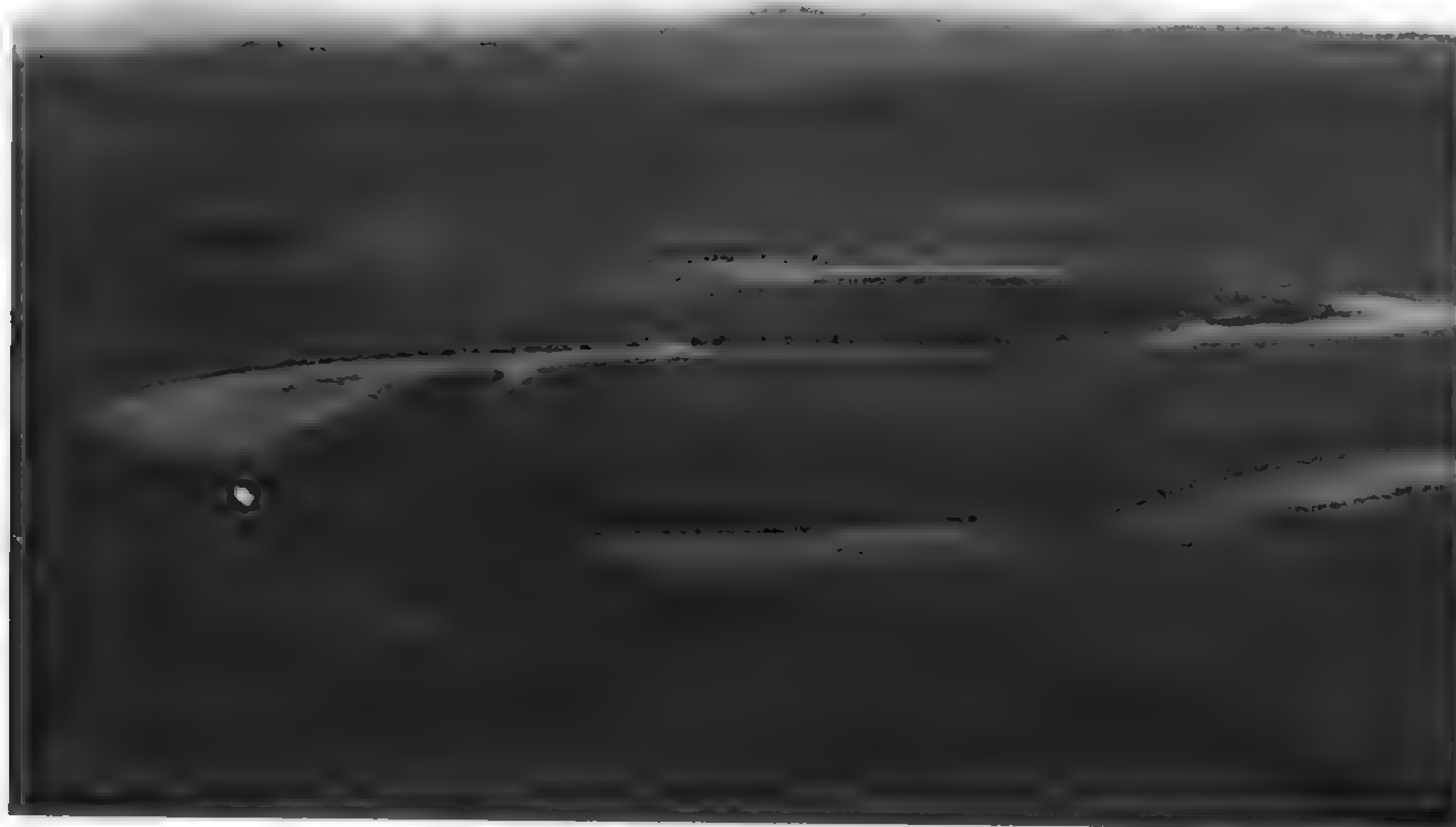


图 5－17　河流的曲流(若尔盖高原)

地段堆积即逐渐形成心滩(图 5－18)。心滩淤积高度超过中水位，便成为江心洲。江心洲一年中大部分时间露出水面，但洪汛期可被淹没并接受悬移质泥沙沉积。入海河流的河口附近，水流受潮流阻滞也易形成心滩与江心洲。

边滩与心滩可在一定条件下互相转化，边滩被水流切割后可转化为心滩，心滩侧向移动并与

河岸相连，则为边滩。江心洲因其规模较大，在分汊河床消亡时与河岸或河漫滩相连接，可成为河漫滩的一部分。

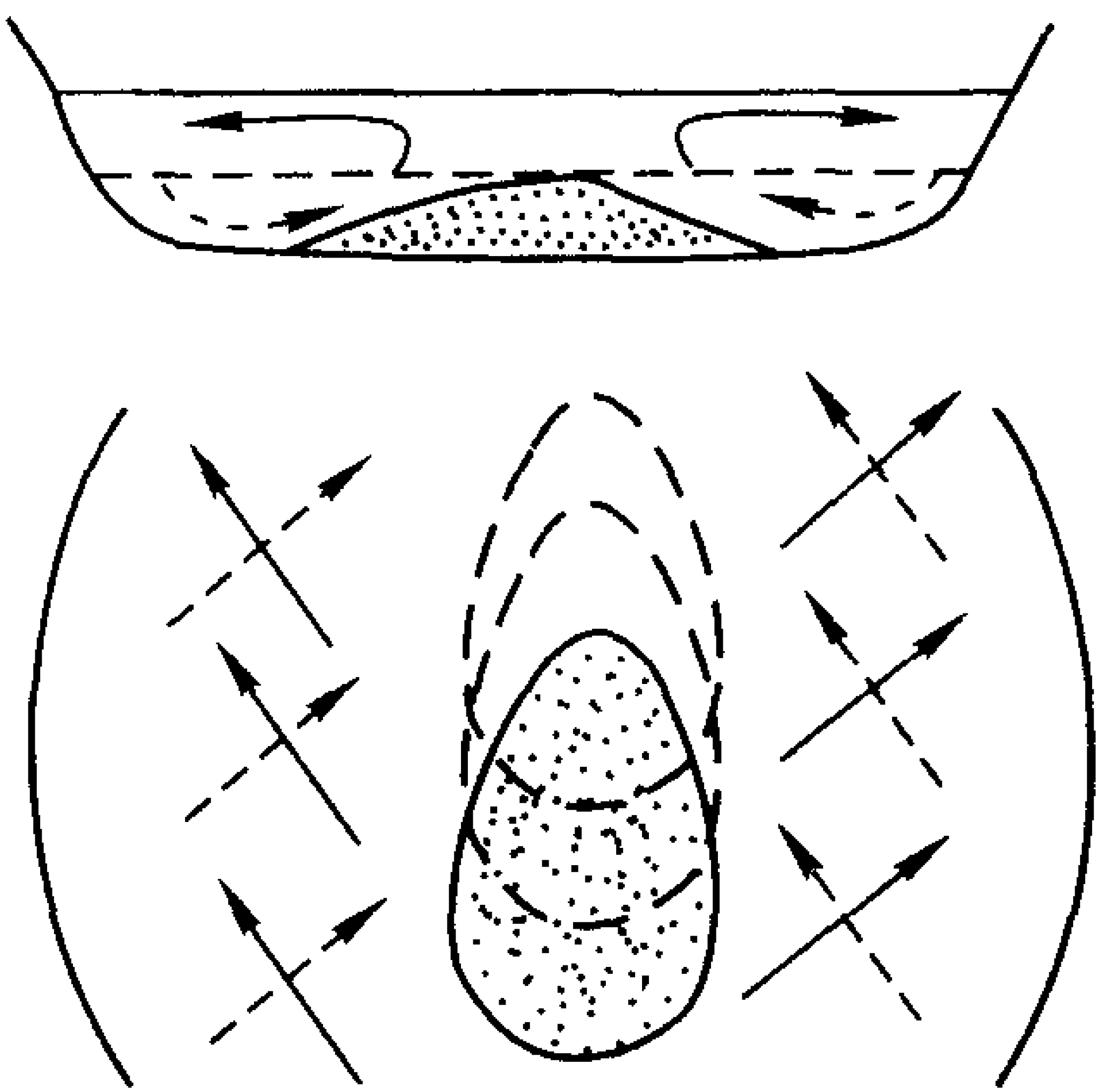
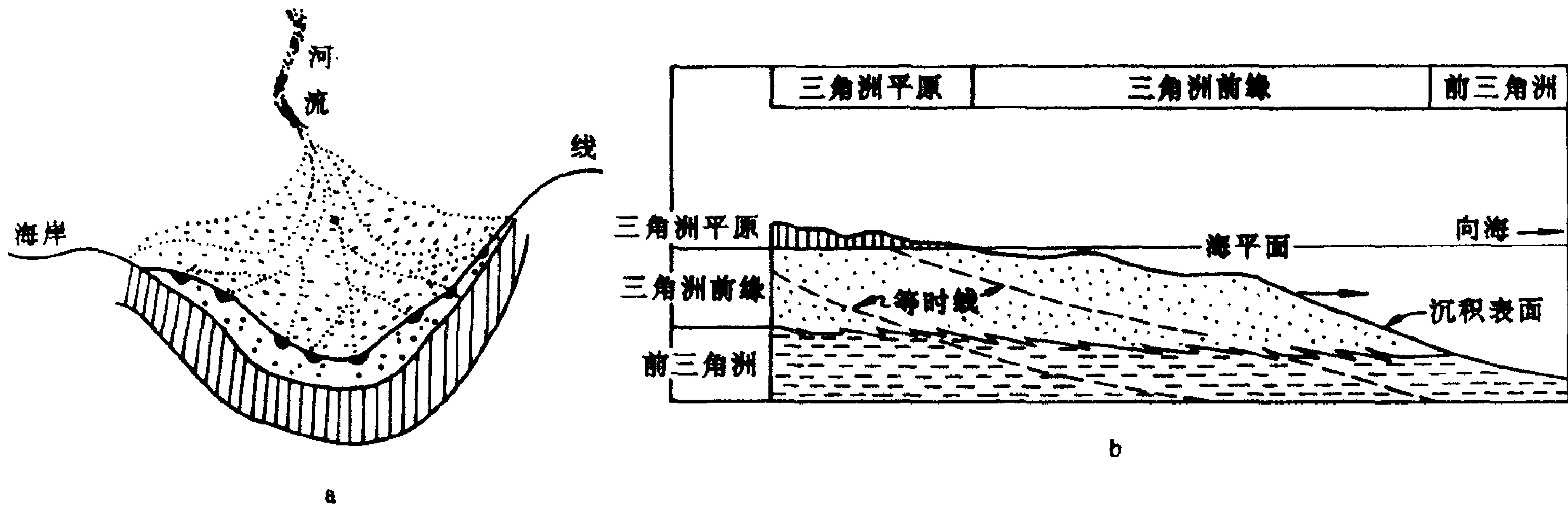


图 5-18 心滩的形成

（三）三角洲

1. 河口三角洲 对入海河流而言，河口三角洲是河流与海洋共同作用下，由河流挟带的泥沙在河口地区的陆上和水下形成的、平面形态近似三角形的堆积体。三角洲沉积速度很快，沉积物向海岸一侧延伸可形成三角洲平原。无论从平面上还是剖面上，三角洲沉积都可分为三角洲平原、三角洲前缘和前三角洲三带（图 5-19）。三角洲平原带是由河流沉积物组成的三角洲的陆上沉积部分。大量沙质沉积物形成河口沙坝及水下天然堤及河流下游天然堤决口使河流循最



a. 平面图；b. 纵剖面图

1. 三角洲平原分流沼泽；2. 三角洲前缘河口沙坝和席状砂；3. 前三角洲泥

图 5-19 三角洲沉积分带示意

短途径入海，都易使河流产生分汊，并呈放射状向海洋方向伸展。因而三角洲平原的沉积常包括分汊河床沉积、天然堤沉积、决口扇沉积以及低地、潟湖的沼泽沉积等类型。三角洲前缘带呈环状分布，沉积物为分选好，成分纯净的沙质物质，并可分为汊流河口沙坝与三角洲前缘席状沙两类。后者是河口沙坝在海水作用下重新分布的产物。前三角洲带是由河流挟带的粘土悬浮物和

胶体溶液在海底沉积而成,沉积物富含有机质。

依据形态特征差异,三角洲可分为四类:

(1) 鸟足状三角洲。多形成于汊流发育的弱潮河口,形如鸟足,因而岸线极曲折(图 5-20),例如密西西比河三角洲(25 250 km^2)。

(2) 尖头状三角洲。三角洲呈尖头状向海凸出,岸线平直,沿岸发育沙嘴或沙堤(图 5-21),例如西班牙埃布罗河三角洲。



图 5-20 鸟足状三角洲(密西西比河)

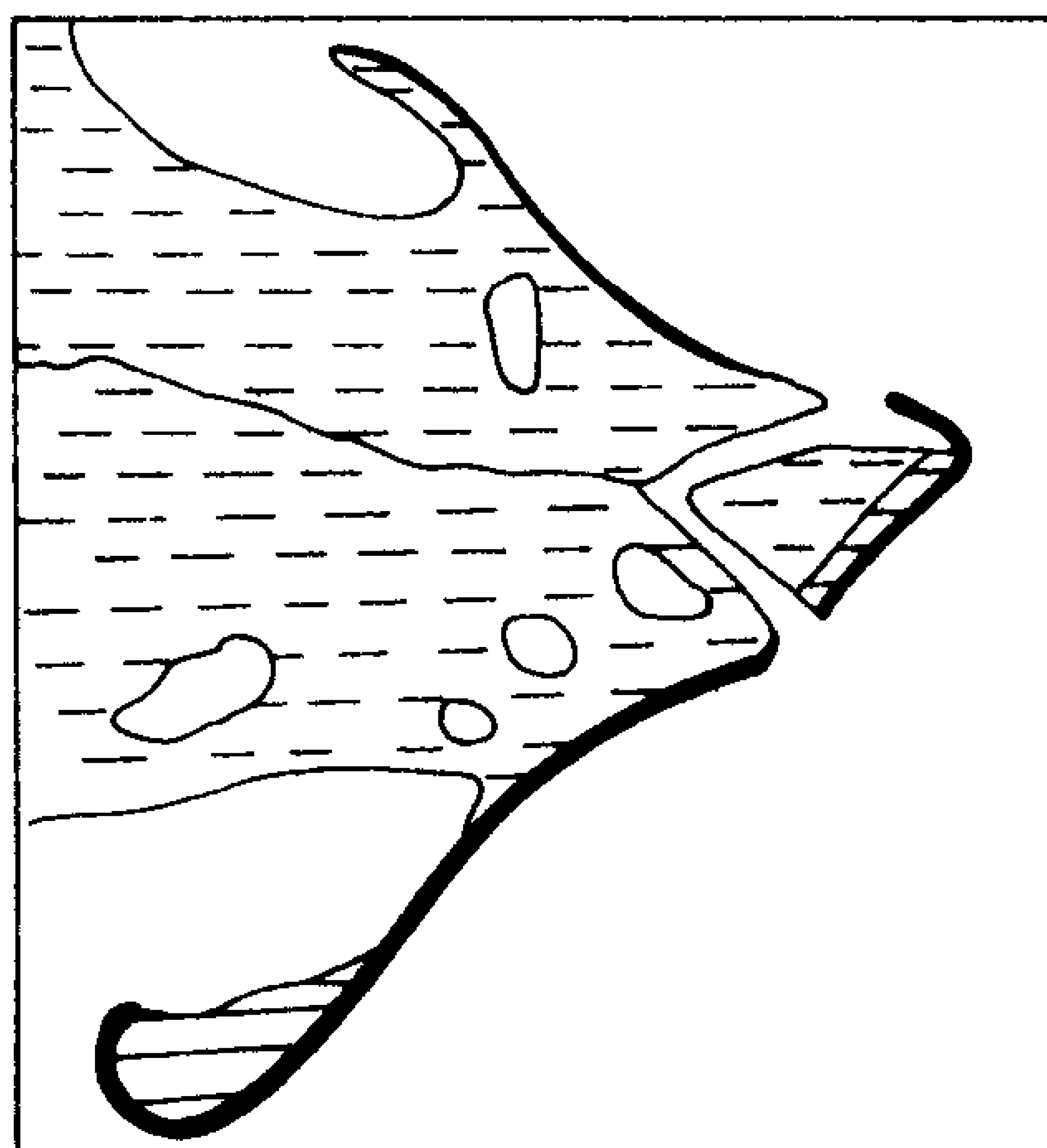


图 5-21 尖头状三角洲(埃布罗河)

(3) 扇形三角洲。前缘受海浪作用,岸线圆滑并基本上被沙堤和堡岛封闭,例如尼罗河三角洲(20 000 km^2)与尼日尔河三角洲(28 000 km^2)(图 5-22)。

(4) 多岛型三角洲。形态主要受潮流作用控制,汊流河口多成喇叭形,口门外有长条状潮流沙坝,例如湄公河三角洲(12 500 km^2)。

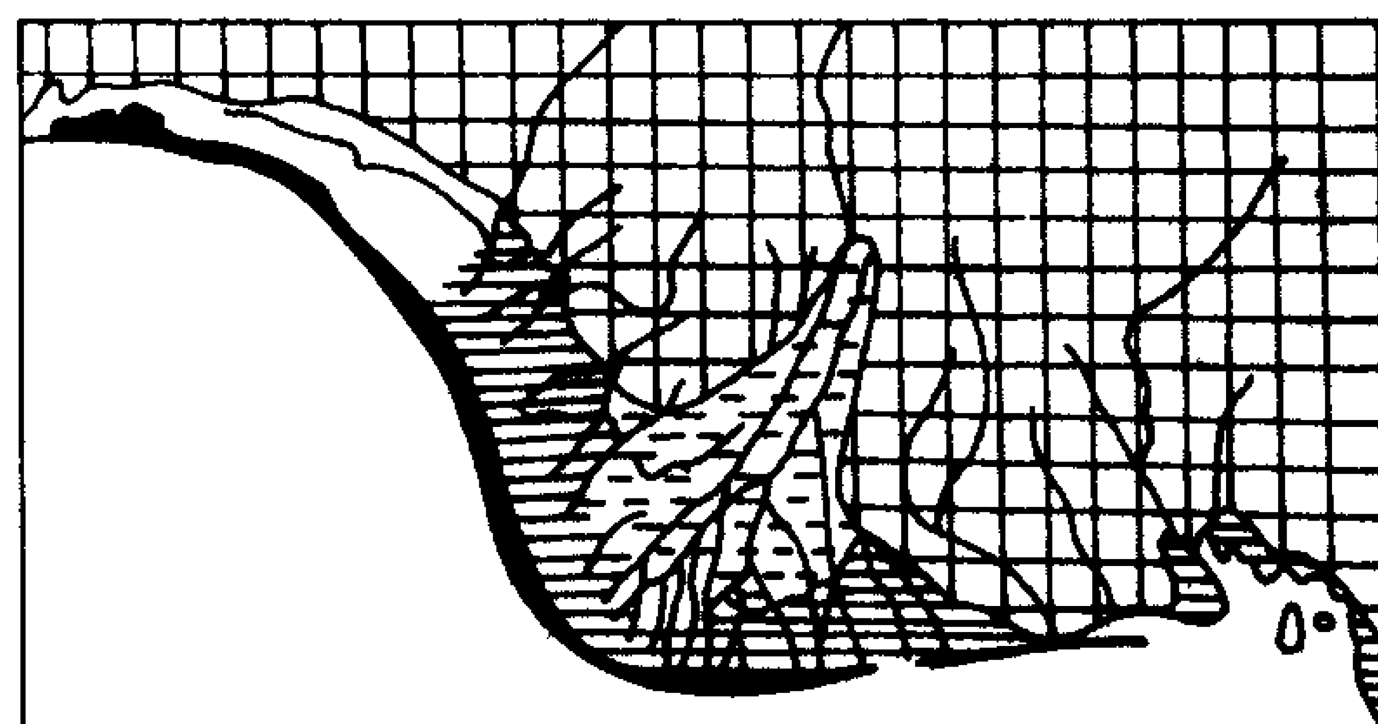


图 5-22 扇形三角洲(尼日尔河)

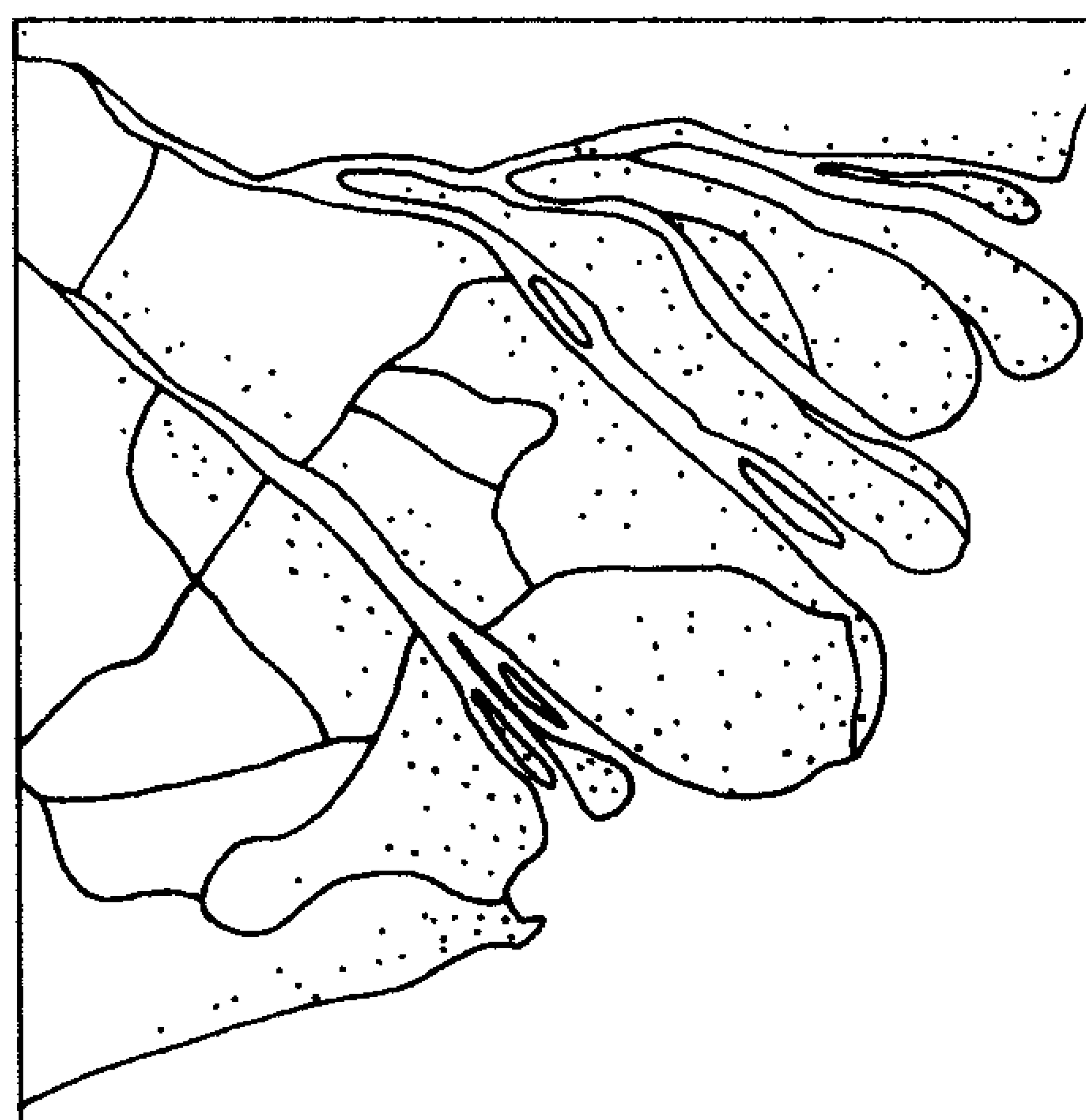
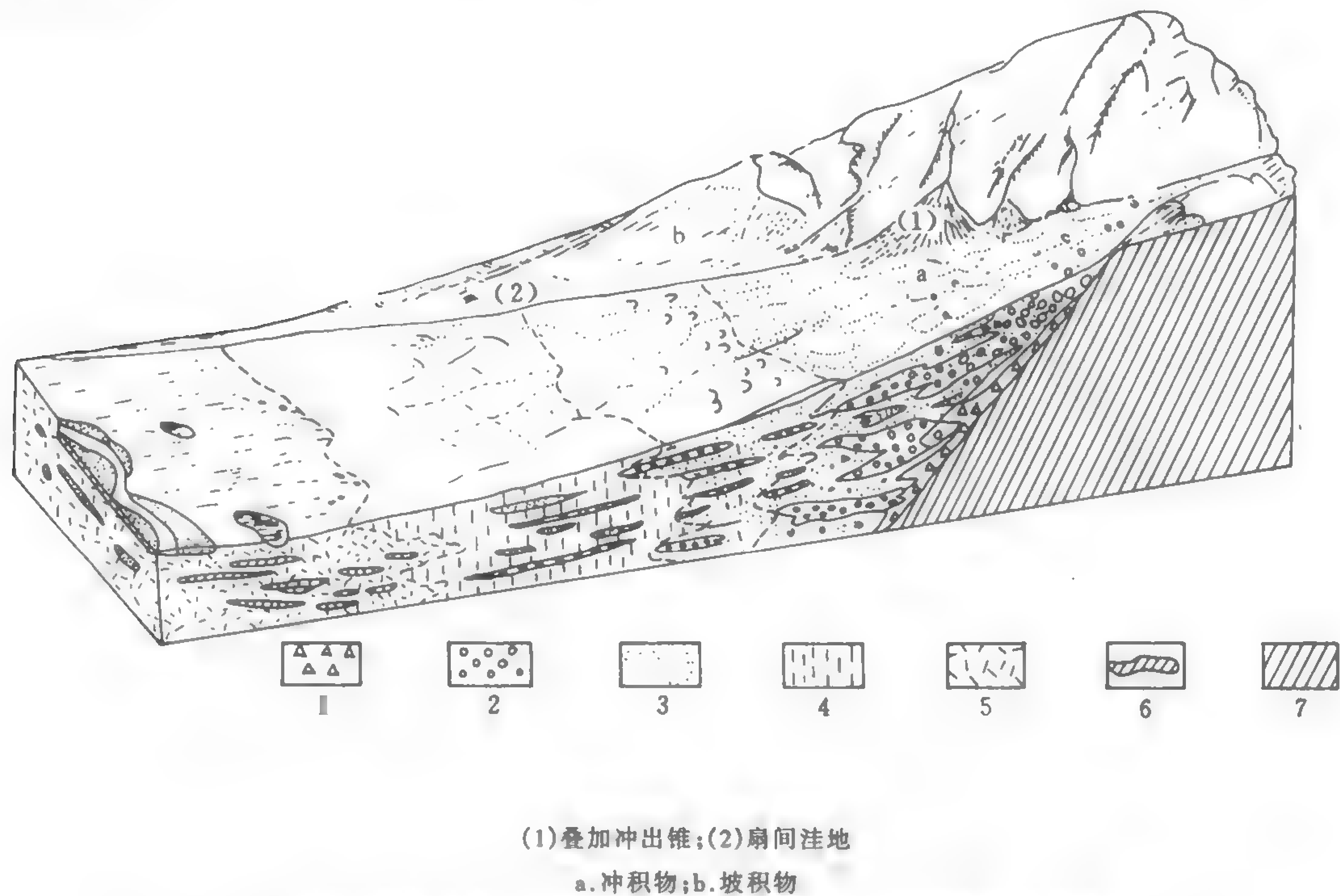


图 5-23 多岛型三角洲(湄公河)

2. 洪积扇　干旱半干旱区的季节性或突发性洪流在河流出山口因比降突减、水流分散、水

量减少而形成的扇形堆积地貌(图 5 - 24、5 - 25)。扇顶坡度约 5° ~ 10°,物质主要为砂砾,分选差;扇缘坡度 1° ~ 2°,堆积物多为粉砂、粘土和亚粘土,或有粗粒物质透镜体,分选较好并出现近水平层理。扇缘低地常有泉水出露,因而形成绿洲。并列的洪积扇相互连接,可形成长数百千米,宽数千米至数十千米的山麓洪积倾斜平原。气候变化与地壳上升可使洪积扇遭受切割,形成洪积扇阶地。



(1)叠加冲出锥;(2)扇间洼地

a.冲积物;b.坡积物

1.碎石、角砾;2.砾石;3.砂;4.粉砂;5.粘土、亚粘土;6.沼泽沉积;7.基岩

图 5 - 24 洪积扇(引自武汉地质学院《地貌学及第四纪地质学》,略加修改)

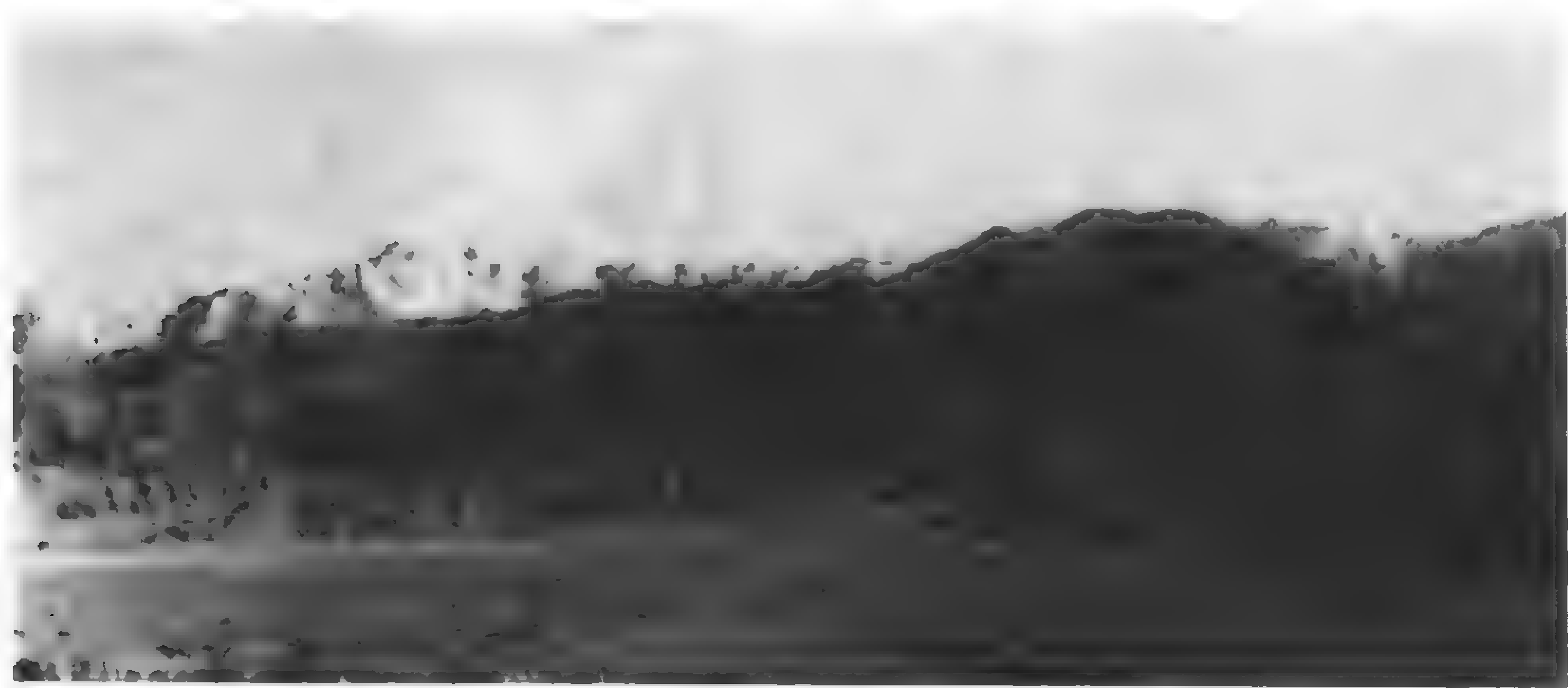


图 5 - 25 洪积扇(柴达木盆地北部)

常年径流也可形成类似扇形地貌，为示区别，我们称为冲积扇，实际上冲积扇与洪积扇间并没有明显界线，主要是发育环境不同。

广阔的河漫滩平原、三角洲平原与冲积－洪积平原均可统称为冲积平原。冲积平原组成物质常粗细相间，河床相沙层与砂砾层为含水层，河漫滩相粘土层为隔水层。天然堤和人工堤约束水流促使河床加高，决口后形成决口扇占据原有的河间低地又形成新河床和天然堤，废弃河床与老天然堤相对变低。由此可见，冲积平原的形态与结构均比较复杂(图 5－26)。

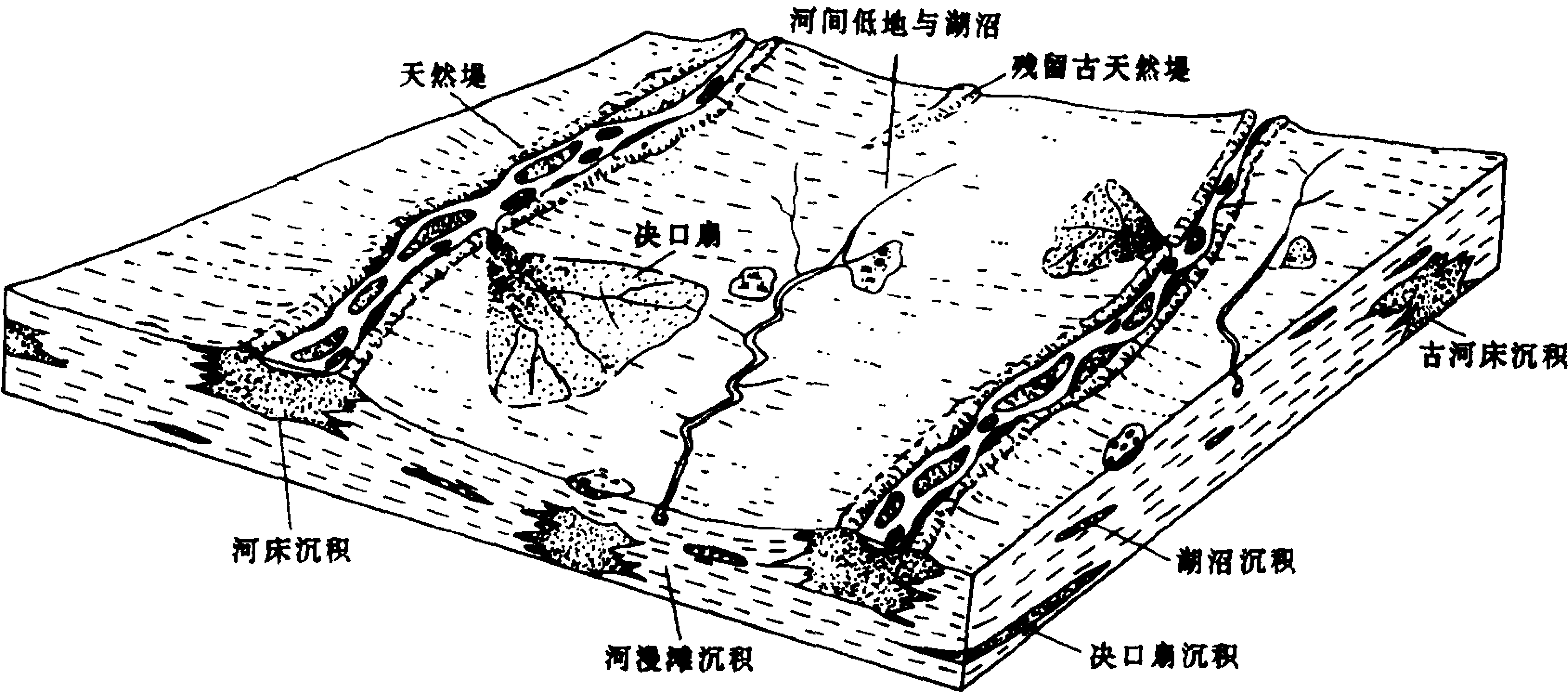
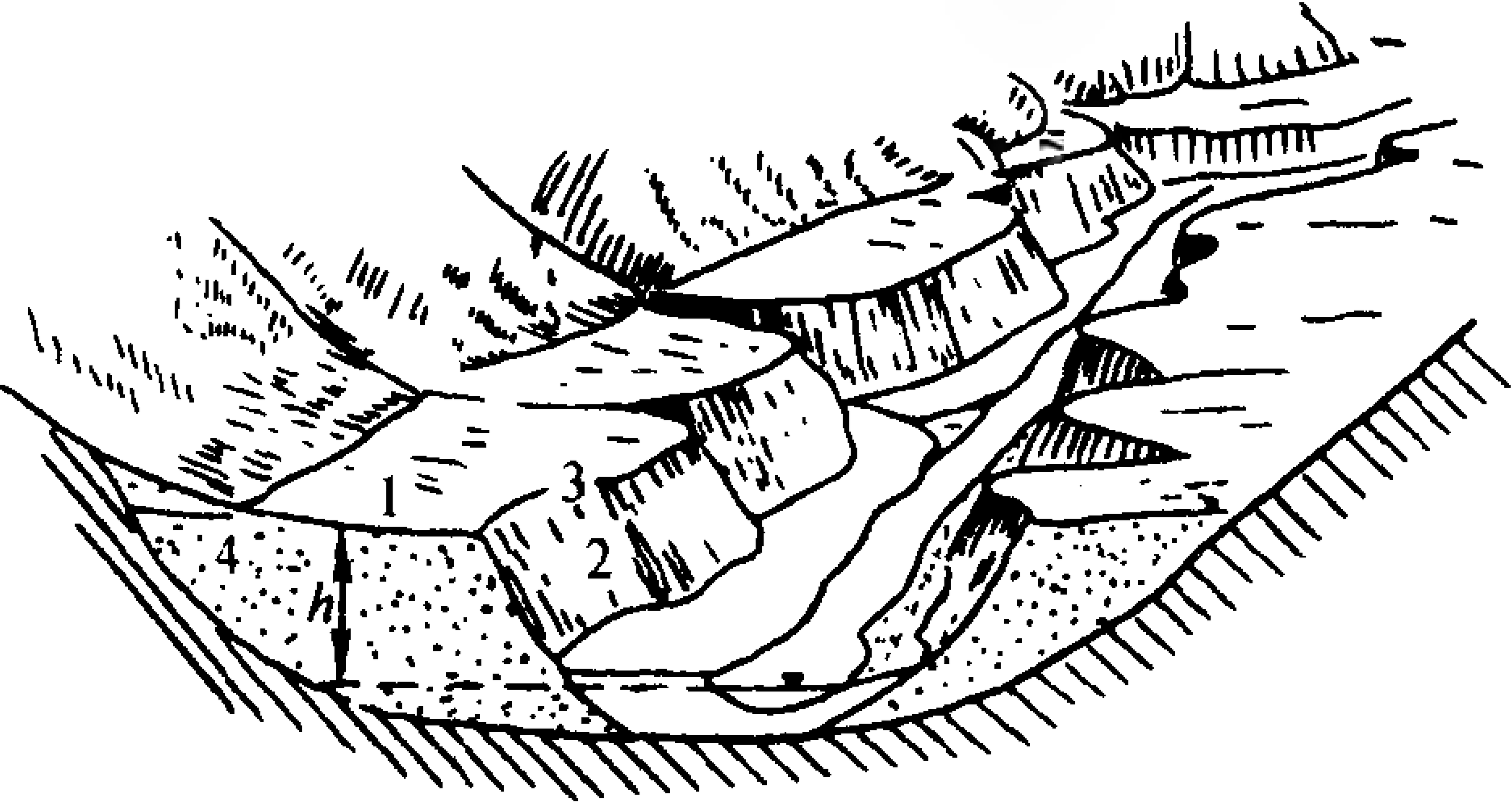


图 5－26　河流冲积地区冲积平原结构

(四) 河流阶地

谷底因河流下切而抬升到洪水位以上并呈阶梯状分布于河谷两侧，即为河流阶地(图 5－27)。阶地由阶面与阶坡组成，前者为原有谷底的遗留部分，后者则由河流下切形成。阶面与河流平水期水面的高差即为阶地高度。多级阶地的顺序自下而上排列。高出河漫滩的最低级阶地称一级阶地，余类推。依据组成物质与结构，阶地可分为侵蚀阶地、堆积阶地和基座阶地三类。



1.阶地面；2.阶地坡；3.阶地前缘；4.阶地后缘；h.阶地高度

图 5－27　河流阶地

1. 侵蚀阶地　多发育在山区河谷中，并由基岩构成，其阶面为河流长期侵蚀而成的切平构造面。

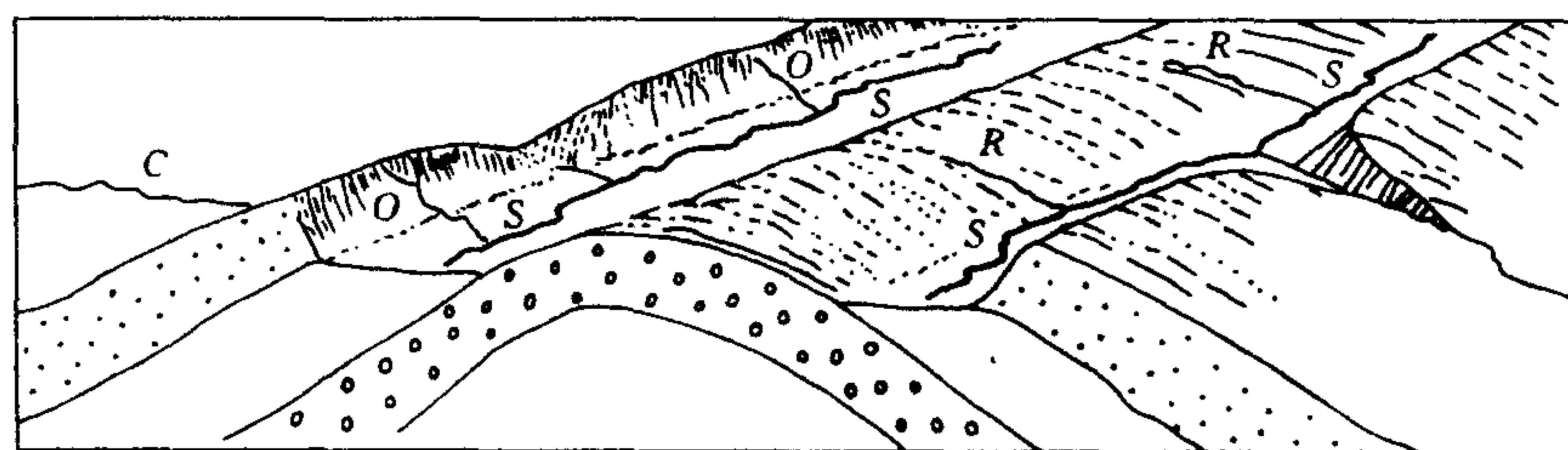
2. 堆积阶地　多分布于河流中下游，全部由冲积物组成，是在谷地展宽并发生堆积，后期下切深度未达到冲积层底部的情况下形成的。

3. 基座阶地　形成条件与堆积阶地近似，区别在于后期下切深度超过冲积层而进入基岩。因此阶地上部由冲积物组成，下部则为基岩。

新构造运动、气候变迁和海平面变化都可导致阶地形成。间歇性地壳上升使河流下切与侧蚀交替进行，形成多级阶地。气候变湿使流量与植被覆盖度同时增大，含沙量下降，河流下切形成所谓气候阶地。气候变干使流量与植被覆盖度减小，含沙量增加，河流发生堆积。海平面升降导致侵蚀基面变化，蚀积过程发生转变。

（五）河谷类型与河流劫夺

1. 河谷类型　以河谷发育与地质构造的关系为依据，通常将河谷分为顺向河（谷）、次成河（谷）、逆向河（谷）、先成河（谷）与叠置河（谷）等类型。顺向河指顺原始地面或构造面发育的河谷，海滨倾斜平原上，火山锥上、背斜或向斜两翼顺岩层倾向及沿向斜谷发育的河谷均属这一类型。次成河是沿背斜两翼或轴部软弱岩层及构造破碎带发育的顺向河支流河谷，背斜谷、单斜谷与断层谷皆属此类。次成河进一步下切致使逆岩层倾向的斜坡上也发育河流，因其流向与岩层倾向相反，被称为逆向河。河流形成后流域内发生局部地壳上升而河流下切速度超过构造上升速度，河流仍将保持固有流路，故称先成河。河流最初在松散堆积物上流动，后随流域地壳整体上升而不断下切并基本上保持固有流路切入基岩，则称叠置河，河谷与地质构造不协调是其显著特征（图 5 - 28）。



C. 顺向河；*S*. 次成河；*O*. 逆向河；*R*. 再顺向河

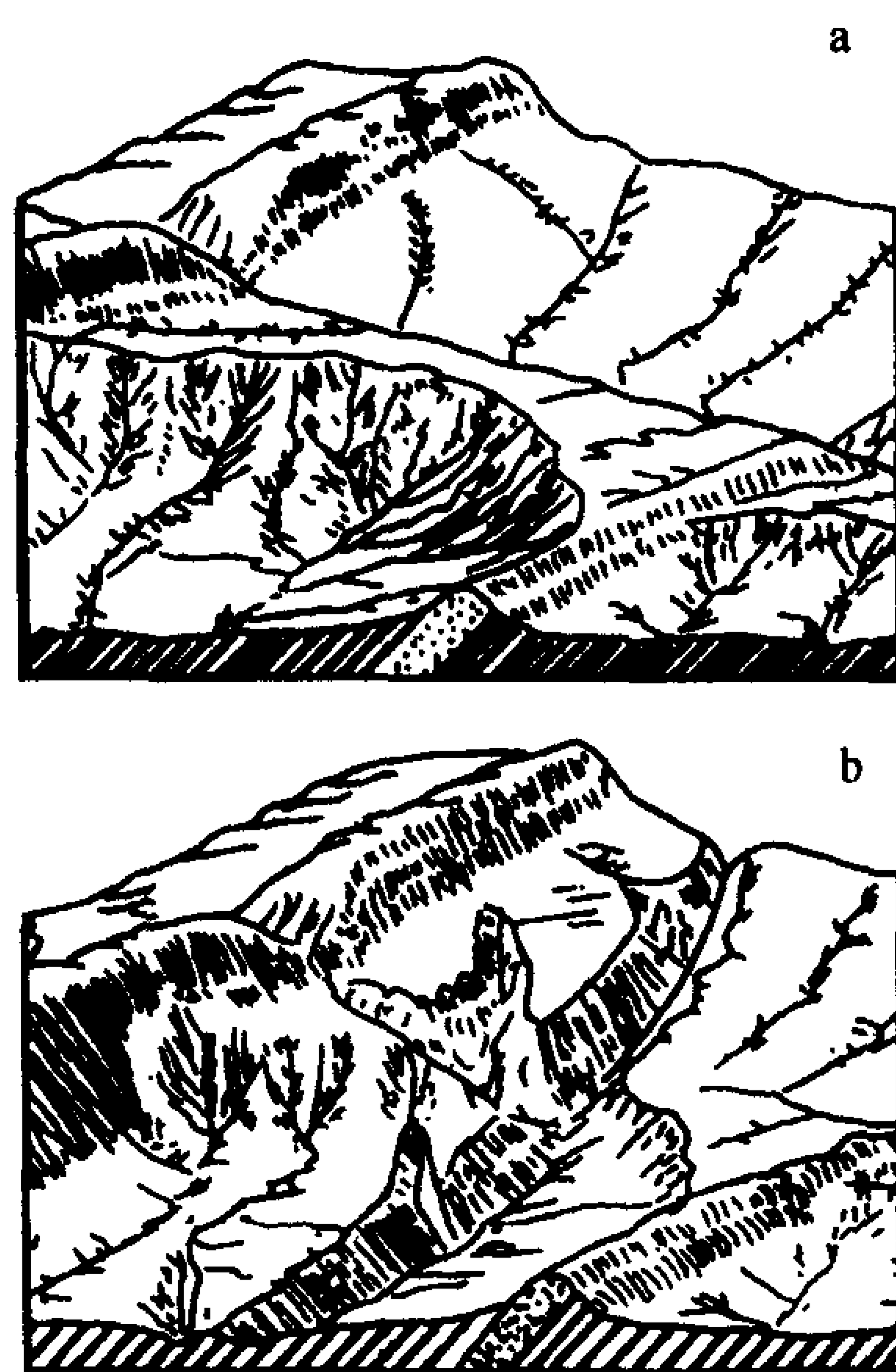
图 5 - 28　褶曲构造地区河谷类型

2. 河流劫夺　一条河流溯源侵蚀导致分水岭外移，从而占据相邻河流流域的过程称为河流劫夺。讨论河流劫夺问题必须从两条河流或水系间的分水高地即分水岭说起。提及分水岭，通常不免联想到高峻陡峭的山脊。实际上，除山脊外，高原、丘陵、平原，甚至一条冰川，一个洪积扇都可成为分水岭。例如青藏高原是太平洋、印度洋和内陆水系的分水岭，华北平原上存在海河各支流的分水岭，天山博格达峰北侧著名的扇状分流冰川是准噶尔盆地与柴窝堡 - 达坂城盆地的分水岭，马营滩洪积倾斜平原是河西走廊张掖盆地与武威盆地的分水岭。

分水岭的移动常常导致主山脊线与主分水线不一致。例如，嘉陵江上游支流的溯源侵蚀已

使西秦岭的长江－黄河分水岭向北推进到主山脊线以北，中秦岭渭河支流的溯源侵蚀则使最高峰太白山几乎全部置身黄河流域。

侵蚀基面高低差异及分水岭距局部基面远近不同，分水岭两侧岩性、构造与地貌特征不一致，都可引起溯源侵蚀差异和分水岭移动。河流通过分水岭外移发生劫夺后，劫夺河在劫夺点附近的谷地走向必然发生急剧转折，形成劫夺湾，劫夺点上下作为侵蚀裂点常形成急流，谷地亦因强烈下切而发育成阶地或形成谷中谷。被夺河上游改道，下游因失去源头而成为断头河。而被夺河原有谷地的一部分成为劫夺河与断头河的分水岭，即所谓"风口"(图 5－29)。我国岷江一支流曾劫夺大渡河，使后者由南注安宁河，金沙江改注岷江，安宁河成为断头河。被夺河大渡河与断头河安宁河的分水岭——菩萨岗即是一个"风口"。



a.劫夺前；b.劫夺后

图 5－29　河流劫夺

四、准平原与山麓面

(一) 准平原

准平原是湿润气候条件下，地表经长期风化和流水作用形成的接近平原的地貌形态。作为一种大规模夷平面，也可因构造上升而成为高原面或发生变形，或被切割后仅保存于山岭顶部成为峰顶面。

准平原的发育大致包括以下过程：① 原始地面平缓(图 5－30 a)；② 构造上升，形成 V 形谷或峡谷，分水岭仍较宽平(图 5－30 b)；③ 侧蚀加强，河谷展宽，切割密度加大，分水岭变窄成为尖锐山岭(图 5－30 c)；④ 河流侧蚀作用形成宽广谷底平原，谷间分水岭降低、变缓，上凸下凹

(图 5－30 d)；⑤ 地面近似平原，少数地段存在低矮孤立残丘(图 5－30 e)。

(二) 山麓面

山麓面是干旱半干旱气候条件下坡面洪流不断搬运风化碎屑而致山坡大体保持原有坡度平行后退，山体逐渐缩小时在山麓形成的大片基岩夷平地面。被分割的山丘则以孤立岛状山形式残留其上(图 5－31)。山麓面与岛状山地貌组合是地貌相对稳定情况下干燥剥蚀作用形成的晚期地貌特征。如地壳发生间歇性上升，山麓面将抬升成为山前梯地。东疆嘎顺戈壁，北山山地以南，阿尔金山南麓都不乏山麓面与岛状山实例，而内蒙古大青山南麓则发育有典型山前梯地。

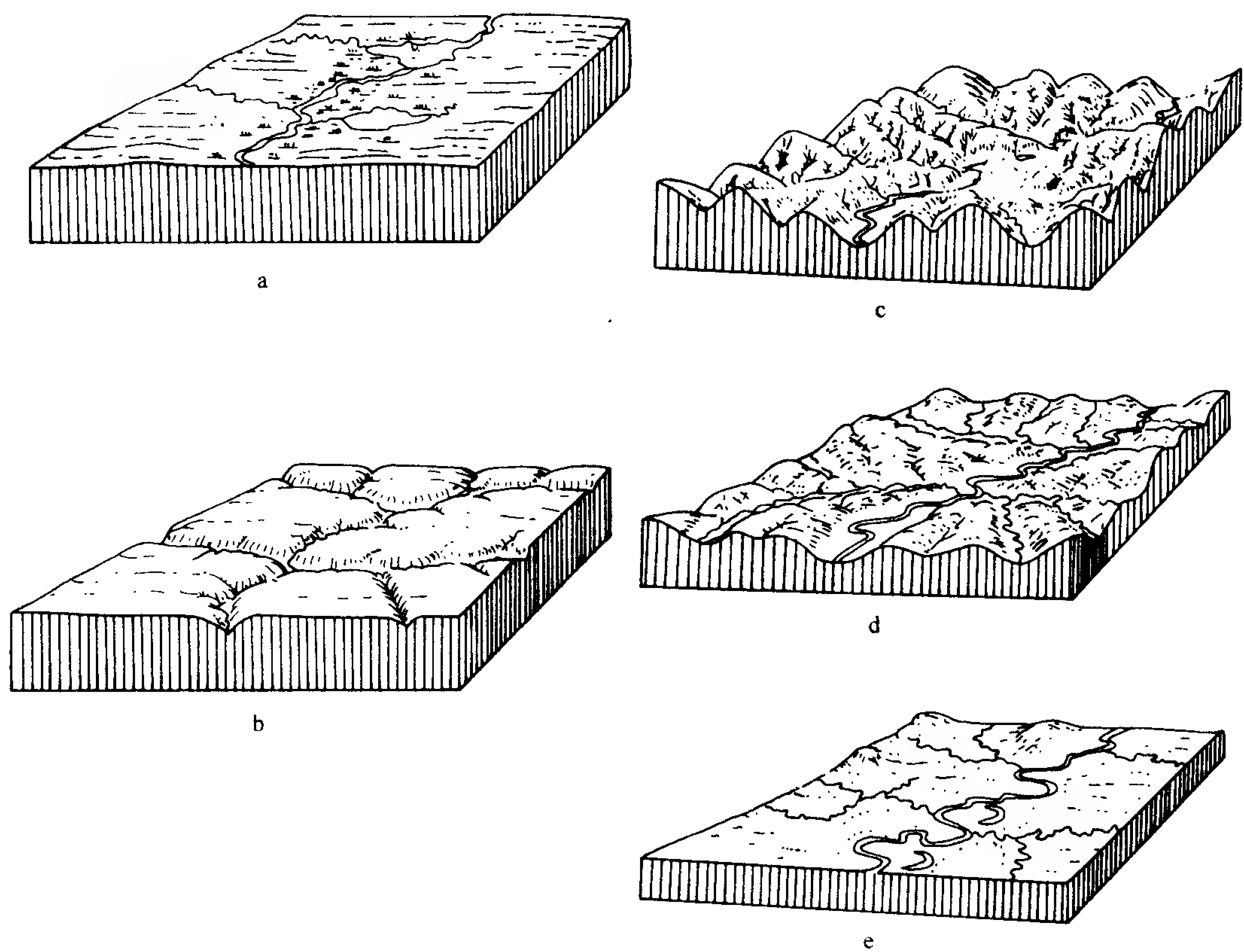


图 5－30 湿润地区地貌发育过程与准平原(据 E.锐茨)

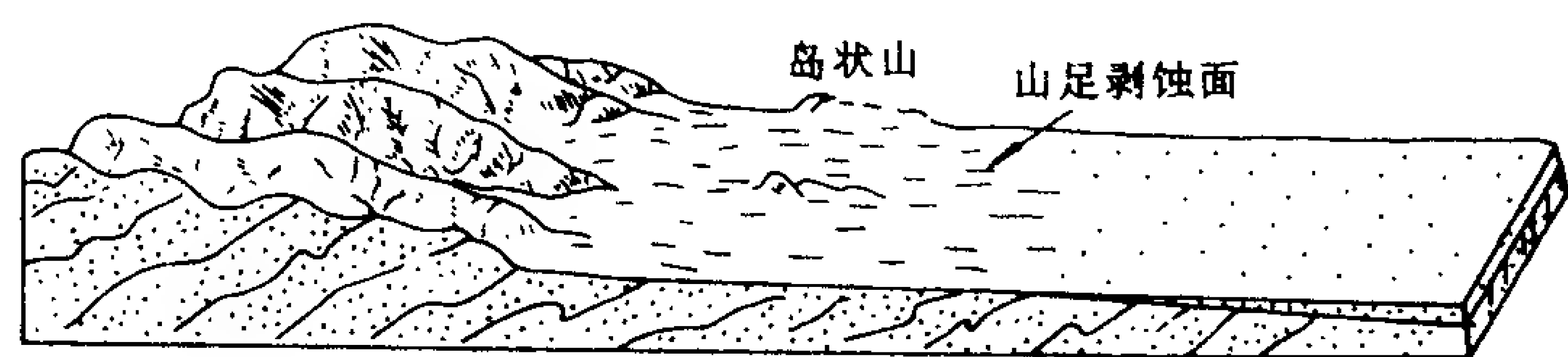


图 5－31 山麓面与岛状山

第四节　喀斯特地貌

喀斯特地貌是地下水与地表水对可溶性岩石溶蚀与沉淀，侵蚀与沉积，以及重力崩塌，坍陷、堆积等作用形成的地貌，以南斯拉夫喀斯特高原命名。在我国亦称之为岩溶地貌，桂、黔、滇等省区分布甚广。

一、岩溶作用

（一）岩溶作用的化学过程

水中含 CO_2 时，水对石灰岩的溶解能力很强，CO_2 与水化合形成碳酸，后者电解析出氢离子，与石灰岩中的 CO_3^{2-} 作用形成离子状态的溶解物质 Ca^{2+} 和 HCO_3^- 并随水流失，其反应式如下：



$$CO_2 + H_2O \rightleftharpoons H_2CO_3 \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^-$$



$$H_2CO_3 + CaCO_3 \rightleftharpoons Ca^{2+} + 2HCO_3^-$$

上述反应是可逆的，当水与空气中 CO_2 减少，碳酸含量亦减少，$CaCO_3$ 将发生沉淀。湿热气候条件下土壤 CO_2 含量比空气中高数十倍，且反应速度很快，因而岩溶作用强，喀斯特地貌分布广。

（二）岩性与构造条件

碳酸盐类岩石包括石灰岩、白云岩和泥灰岩等；硫酸盐类岩如石膏、硬石膏；卤化物盐类如岩盐与钾盐，均属可溶性盐类。按溶解度排序，卤化物盐类最大，硫酸盐类居中，碳酸盐类最小，但喀斯特地貌却主要是发育在碳酸盐类岩石尤其是石灰岩分布区。这显然与其分布极广且常露出地表有关。

石灰岩的矿物成分主要为方解石；泥灰岩兼有大量不溶解粘土；白云岩则以白云石为主。按溶解度排序为石灰岩 > 白云岩 > 泥灰岩。因此石灰岩最易喀斯特化，尤其是节理发育、层厚、质纯和位于区域性断裂带的石灰岩，喀斯特作用最强。

（三）水动力条件

水的溶蚀能力、岩石化学性质及透水性对岩溶过程起着决定性作用。湿热气候区地表水与地下水流量大且活动性强，故岩溶作用强，反之干旱高寒区岩溶作用很弱。

在地壳长期稳定且河流切割较深的可溶性岩石分布区，地下水垂直分带明显，包气带地下水以垂直向下运动为主。可形成极深的落水洞；浅饱水带地下水以水平流动为主，常发育水平溶洞与暗河；过渡带地下水位随季节升降；承压水带地下水活动受地质构造控制，可发生深部岩溶。新构造强烈上升区石灰岩地层中不可能形成相同的地下水位，地下水垂直分带不明显。

二、喀斯特地貌

（一）地表喀斯特地貌

岩溶作用在地表和地下均可形成喀斯特地貌，地表喀斯特地貌主要有以下几类：

1. 石芽与溶沟　指可溶性岩石表面沟槽状溶蚀部分和沟间突起部分。溶沟是地表水沿岩石裂隙溶蚀、侵蚀而成，宽 10 cm ~ 2 m，深 2 cm ~ 3 m，底部常充填泥土或碎屑。石芽为蚀余产物，

热带厚层纯石灰岩上发育形体高大的石芽常高达数十米，称为石林。云南石林县即因石林而闻名。

2. 岩溶漏斗　由流水沿裂隙溶蚀而成，呈碟形或倒锥形洼地，宽数十米，深数米至10余米，底部有垂直裂隙或落水洞。

3. 落水洞　落水洞多分布于较陡的坡地两侧和盆地、洼地底部，也是流水沿裂隙侵蚀的产物。宽度很少超过10 m，深可达数十至数百米。重庆及川南地区称之为“天坑”，一般称竖井。

4. 溶蚀洼地　通常由岩溶漏斗扩大或合并而成，面积小于10 km^2，具封闭性。

5. 岩溶盆地与岩溶平原　岩溶盆地又名坡立谷，是一种大型岩溶洼地，面积10～100 km^2 以上，边缘略陡并发育峰林，底部平坦且覆盖残留红土。多分布于地壳相对稳定地区。云南砚山、罗平及贵州安顺均为岩溶盆地。岩溶盆地继续扩大即形成岩溶平原，地表覆盖红土并发育孤峰残丘。广西黎塘、贵县均为典型岩溶平原。

6. 峰丛、峰林与孤峰　峰丛是同一基座而峰顶分离的碳酸盐岩山峰，常与洼地组合成峰丛－洼地地貌。峰林为分散碳酸盐岩山峰，通常由峰丛发展而成，但因受构造影响而形态多变，在水平岩层上多呈圆柱形或锥形，在大倾角岩层上多呈单斜式。气候条件也对峰林形态有影响。藏南古峰林遭寒冻风化破坏，峰林仅30～50 m高，云贵高原峰林也因遭受破坏而较浑圆矮小，黔桂交界带气候炎热，地下水垂直运动强烈，峰林高达300～400 m。

孤峰是峰林发育晚期残存的孤立山峰，多分布于岩溶盆地底部或岩溶平原上(图5－32)。

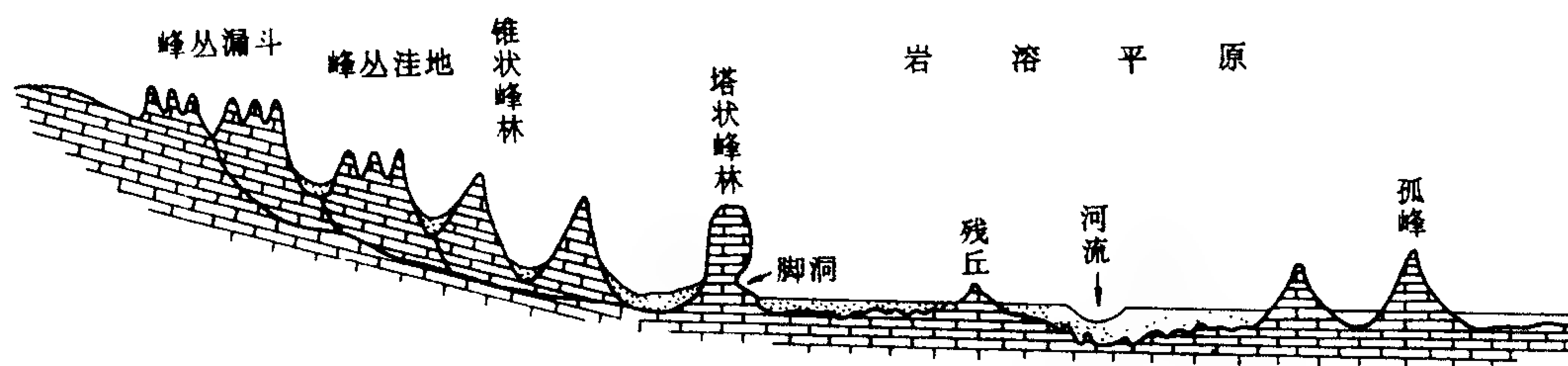


图5－32　喀斯特地貌类型及其分布示意

(二) 地下喀斯特地貌

1. 溶洞与地下河　地下水沿岩石裂隙或落水洞向下运动时发生溶蚀，形成各种形态的管道和洞穴，并相互沟通或合并，形成统一的地下水位。地壳上升，地下水位将随河流下切而降低，洞穴转变为干溶洞。其顶部裂隙渗出的地下水中所含 $CaCO_3$，可因温度升高，压力减小与水分蒸发而沉淀，形成自洞顶向下增长的石钟乳，自石钟乳上滴落到洞底的水中所含 $CaCO_3$ 沉淀又形成自下而上增长的石笋。石钟乳与石笋相接则形成石柱(图5－33)。石钟乳与石笋形态极富多样性，人们常依据神话传说、历史掌故予以命名。

水平溶洞的发育大多与当地侵蚀基面相适应，因此这类溶洞与阶地与河面对比，可反映构造上升量。垂直溶洞深度可达数百至数千米，可视为地壳上升的标志之一。

2. 暗湖：是与地下河相通的地下湖，可储存和调节地下水。

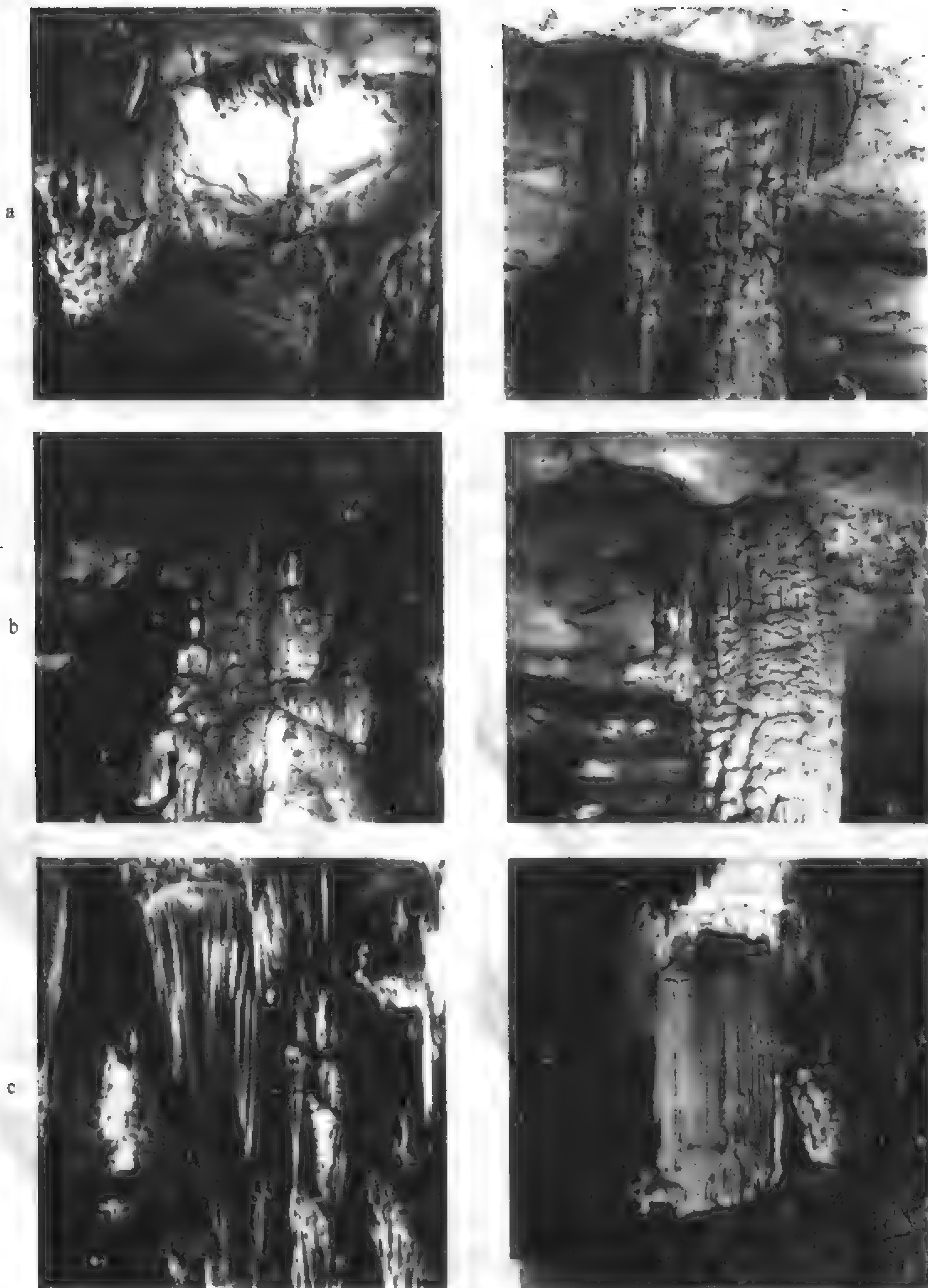


图 5－33　溶洞内的钟乳石(a)石笋(b)与石柱(c)

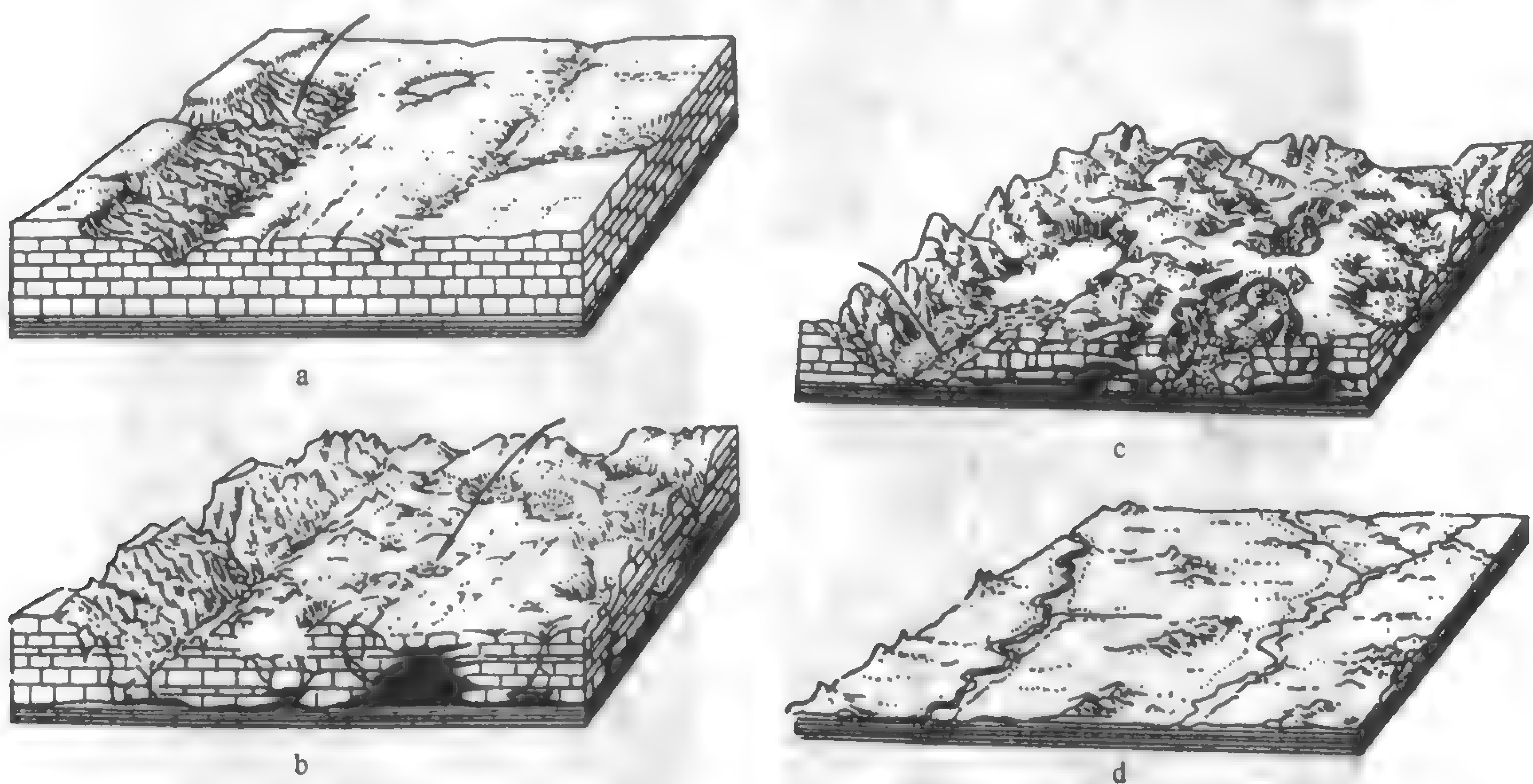
三、喀斯特地貌发育过程与地域分异

(一) 喀斯特地貌发育过程

喀斯特地貌发育与地下水位关系密切,而后者又随当地河面或海平面而变化,因此河面或海平面即是喀斯特地貌的侵蚀基面。从另一种意义上说,可溶性岩石的底板则是地下岩溶的基面。

如地壳上升后长期稳定,石灰岩致密、层厚且产状平缓,将首先发育石芽、溶沟、漏斗和落水洞,继而形成独立洞穴系统,地下水位高低不一(图 5-34 a)。随后独立洞穴逐渐合并为统一系统,地下水位亦趋一致。地下水位之上出现干溶洞、地下水位附近发育地下河,地面成为缺水的蜂窝状(图 5-34 b)。再后地面蚀低,浅溶洞与地下河因崩塌而露出地表,地下河陆续转变为地面河,破碎的地面出现溶蚀洼地与峰林(图 5-34 c)。最后,岩溶盆地不断蚀低、扩大,地面广布蚀余堆积物,形态接近准平原,但仍残存孤峰(图 5-34 d)。

上述过程只是一种理想过程,仅见于广西黎塘、贵县一带。实际情况则是地壳运动与气候变化经常对喀斯特地貌发育发生干扰,以致中纬度地区大量保留多种气候条件下形成的喀斯特地貌形态,云贵高原第三纪热带峰林在高原上升后成为一种遗迹,而现代喀斯特地貌已改向与其亚热带气候相适应的喀斯特丘陵发展。



a.图中箭头示石芽 b.图中箭头示岩溶漏斗; c.图中箭头示大型溶蚀洼地

图 5-34 喀斯特地貌发育过程(据 E.锐茨)

(二) 喀斯特地貌的地域分异

喀斯特地貌的地带性特征早已得到公认,实际上其非地带性分异同样显著。

热带湿润气候条件下,水中含有大量 CO_2 与有机酸,地上地下岩溶作用均很强烈,溶蚀洼地、岩溶盆地、岩溶平原、峰林地貌普遍发育。亚热带季风气候条件是地带性热量条件与非地带性降

水条件相结合的产物，岩溶作用仍较强烈，但地貌类型以喀斯特丘陵与溶蚀洼地为代表。温带季风气候有利于地下喀斯特地貌发育，而干旱区地下水富含 SO_4^{2-}，尤利于地下岩溶作用进行。寒带和高原寒冷气候下，由于多年冻土妨碍地表水下渗，尽管水中 CO_2 含量较多，也只能发育小型溶沟和浅洼地，冻土层下也可形成溶洞。

第五节　冰川与冰缘地貌

一、冰川地貌

（一）冰川作用

冰川是改造地球表面形态的巨大力量，其塑造地貌的过程主要是通过冰川运动实现的。冰川运动的速度很缓慢，每年由数十米至数百米不等。冰川各个部分的运动速度并不一致，从粒雪盆出口到冰舌上部这一段速度最快。在横剖面上则以冰川中部为最快。实际观测还证明，冰川表面运动最快，速度自冰面向底部递减（图 5－35）。冰川的速度有季节变化和日变化，一般是夏季快冬季慢，白昼快夜间慢。

在粒雪盆中冰川有向心运动和下沉运动，在冰舌部分有侧向运动和上升运动。冰川运动是由可塑带的流动和底部的滑动组成的。而冰川滑动则是产生侵蚀作用的根本原因。

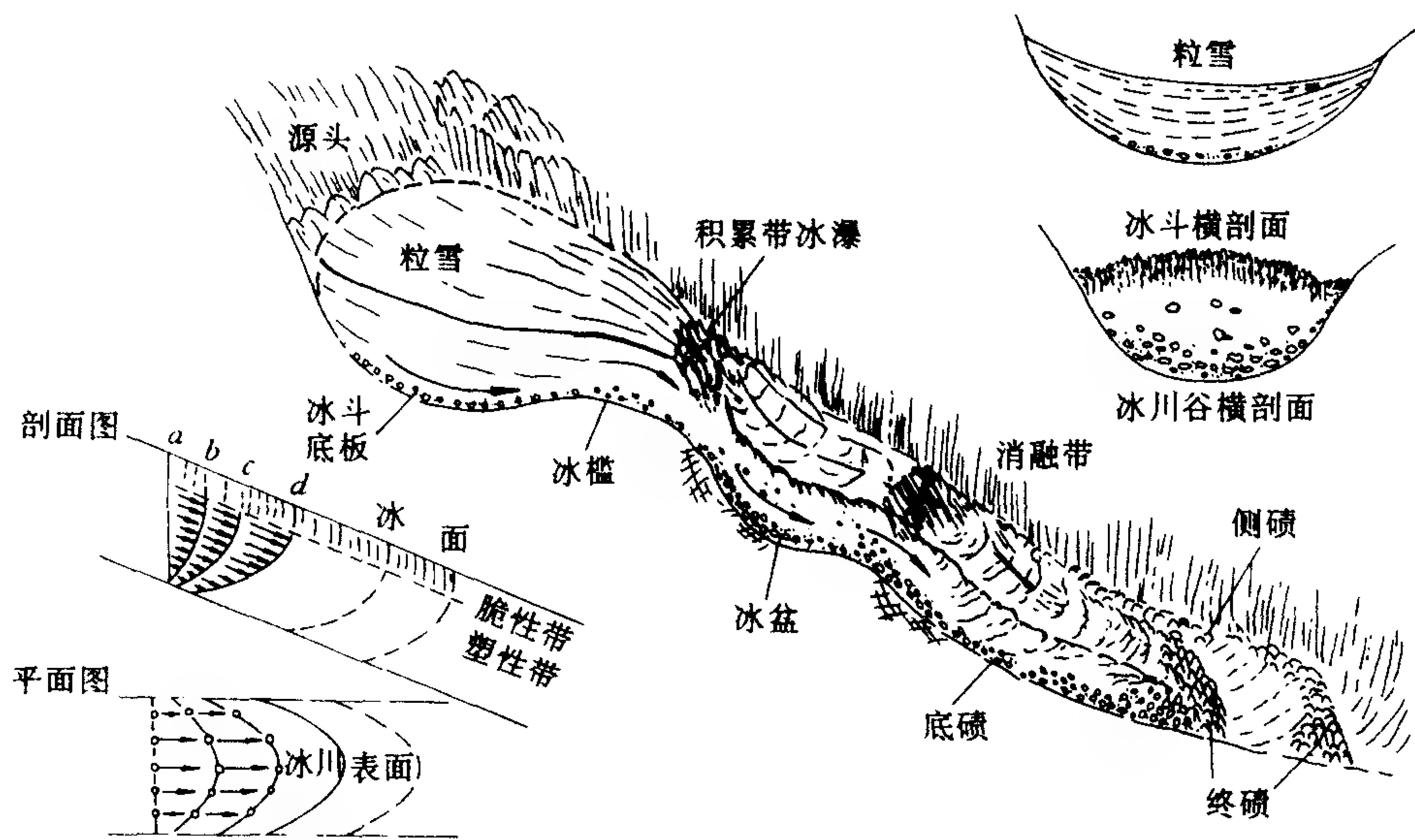


图 5－35　山谷冰川垂直分带与冰川运动（据 A.N.斯特拉勒）

冰川是一种巨大的侵蚀力量。冰岛的冰源河流含砂量为非冰川河流的五倍，侵蚀力可能超过一般河流的 10～20 倍。冰川主要依靠冰内尤其是冰川底部所含的岩石碎块对地表进行侵蚀。在冰川滑动过程中，它们不断锉磨冰川床，这种作用通常称为刨蚀作用。另外，冰川下因节理发育而

松动了的岩块的突出部分，可能和冰冻结在一起，冰川移动时把岩块拔出带走，这就是拔蚀作用。

冰川的搬运能力是惊人的。大陆冰川可以把大片基岩从原地搬走，波罗的海南部平原上就有冰川从另一岸搬运来的 4×2×0.12 km 的大岩块。山岳冰川的搬运能力也不小，喜马拉雅山中即有直径达 28 m，重量超过万吨的大漂砾。

冰川通过刨蚀、拔蚀、雪崩、冰崩和山坡上的块体运动获得大量碎屑物质。这些碎屑被冰川携带而下，通称运动冰碛。其中，出露于冰面的叫表碛，夹带在冰内的叫内碛，在冰川底部的叫底碛，位于冰川两侧的叫侧碛，两支冰川会合则可形成中碛。环绕冰舌末端的叫终碛（前碛）。冰碛物缺乏分选和层次。冰碛石磨圆度极差，大多为棱角和次棱角状。有些冰川的终碛和侧碛主要由冰川表碛滚落堆积而成，因而可出现明显向外侧倾斜的层次。运动中的冰碛能适应冰流方向，调整自己的方位，使其长轴与冰流方向保持一致。冰碛石表面常布满擦痕。

（二）冰川地貌

1．冰蚀地貌　典型冰蚀地貌有冰斗、槽谷（U 形谷）、峡湾、刃脊、角峰、羊背石、卷毛岩、冰川磨光面、悬谷、冰川三角面等。

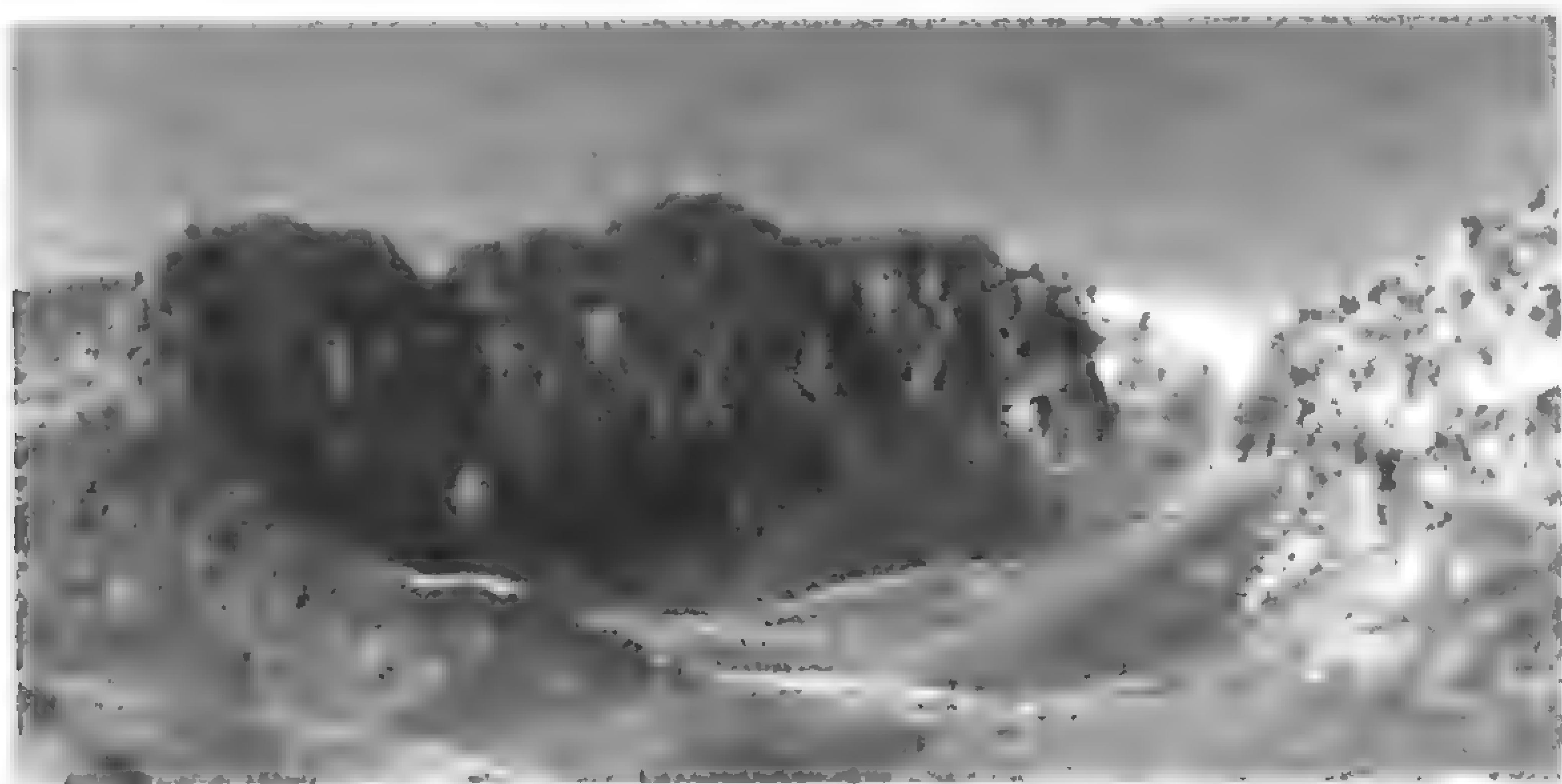


图 5-36　冰川消亡后的空冰斗（天山山系喀拉乌成山）

冰斗是一种三面环以陡峭岩壁、呈半圆形剧场形状或圈椅状的洼地（图 5-36）。雪线附近山坡下凹部分多年积雪斑边缘的岩石，因冻融作用频繁而崩解为岩屑，并在重力与融雪径流共同作用下搬运到低处，使积雪斑后缘逐渐变陡、雪斑下的地面则逐渐蚀低地成为洼地即雪蚀洼地。积雪演化为冰川冰后，冰川对底床的刨蚀作用使洼地加深，并在前方造成坡向相反的岩槛，同时后缘陡壁受冰川拔蚀作用而后退变高，从而形成冰斗。冰斗按其分布位置可分为谷源冰斗和谷坡冰斗两类，同一时代同一山区且朝向接近的冰斗，高度大致相同，并具有指示雪线的作用。相邻而朝向相反的谷源冰斗壁后退，可形成极尖峭的角峰，谷坡冰斗壁后退的结果则常使山脊形状锋锐，成为刃脊（图 5-37）。

槽谷是由冰川过量下蚀和展宽形成的典型冰川谷，两侧一般有平坦谷肩，横剖面近似 U 形（图 5-38）。由流水侵蚀作用形成的交错山嘴被冰川削齐后，常形成三角面分布于 U 形谷两侧。U 形谷底因岩性差异，软弱岩层处形成冰盆，坚硬岩层则形成冰坎。大陆冰流、岛屿冰盖或山谷

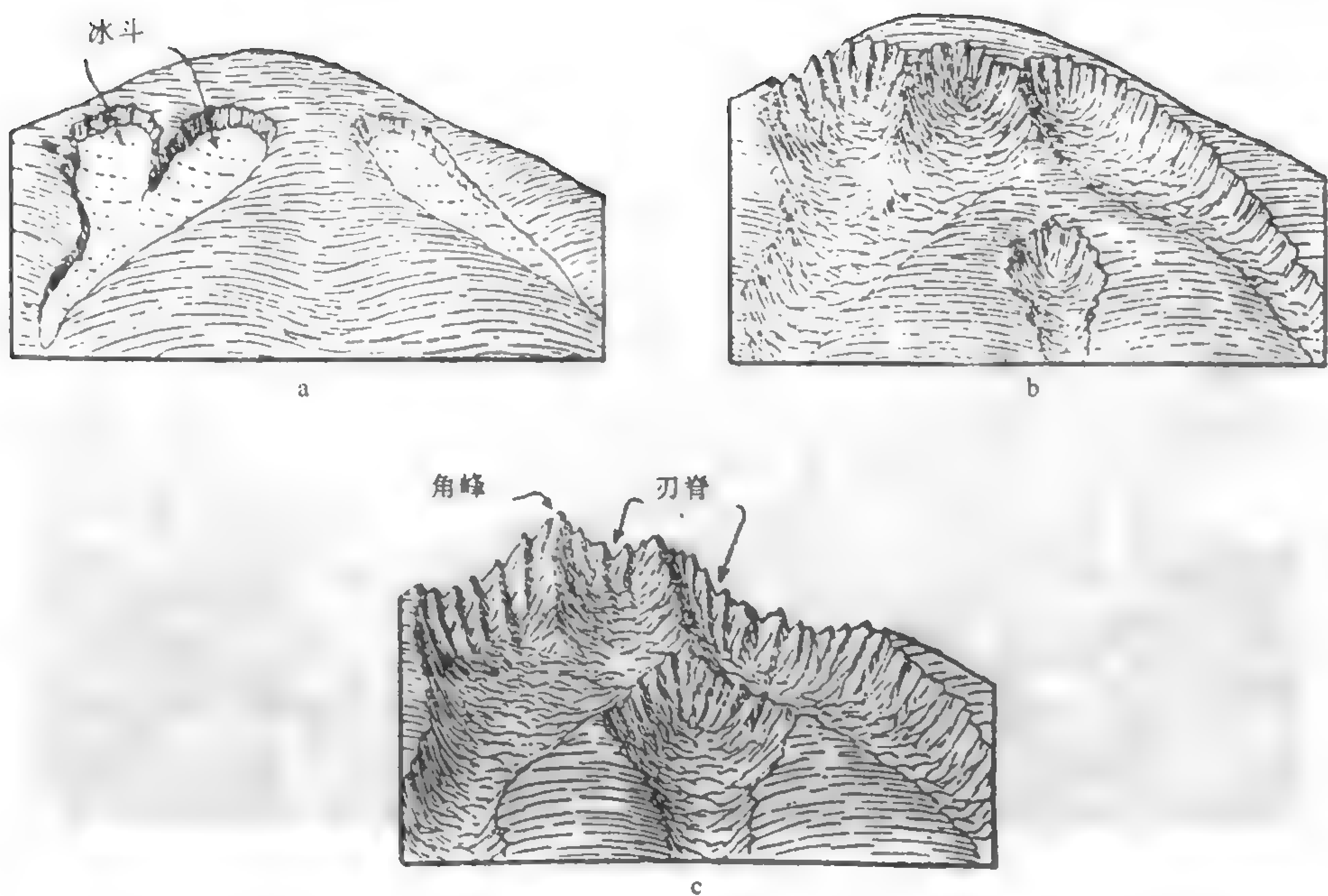


图 5-37　冰斗、刃脊与角峰的发育

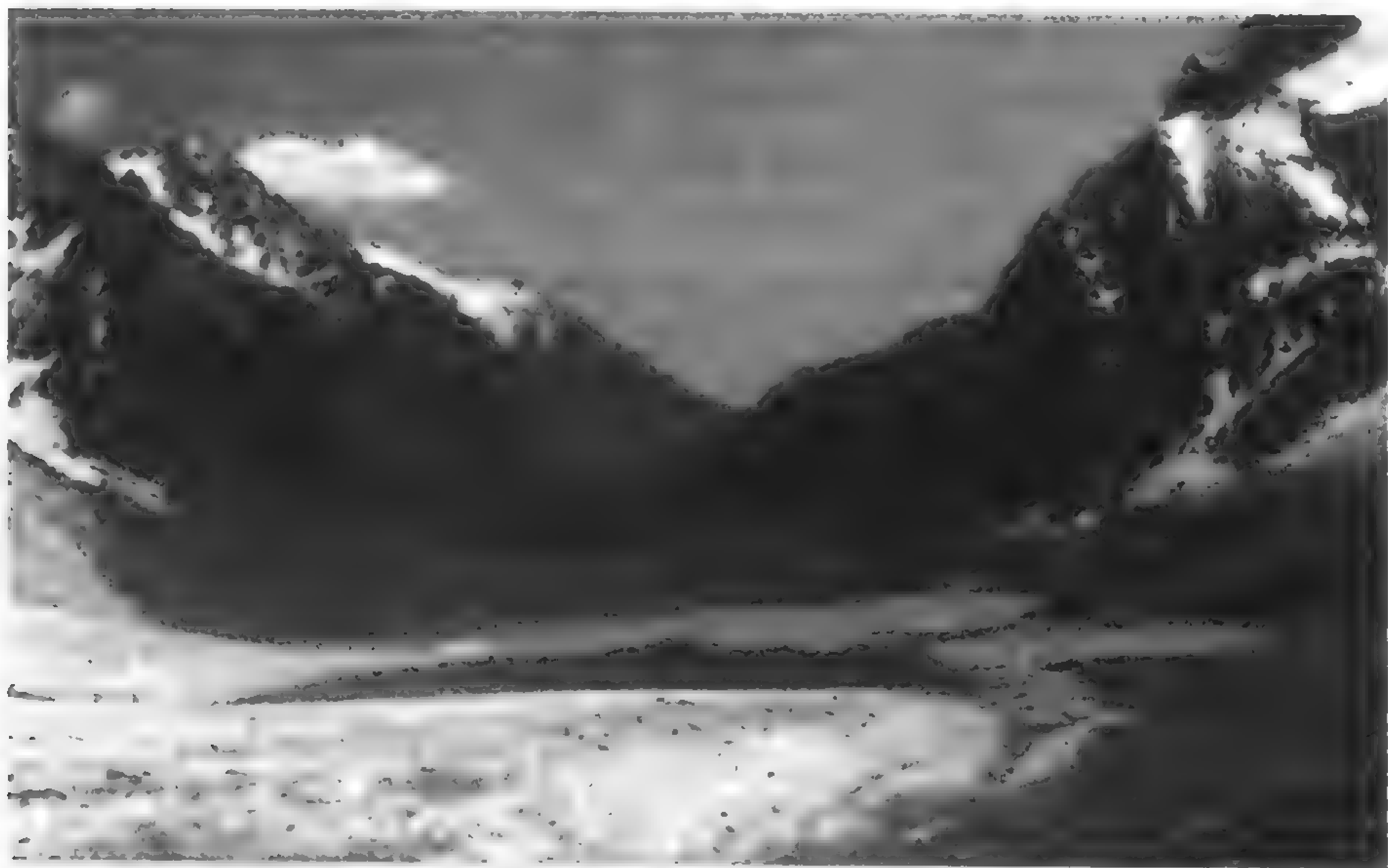


图 5-38　U形谷(博格达峰南坡)

冰川入海处,因冰床蚀低,冰川消亡后将成为峡湾。因此,峡湾是冰川槽谷的一种特殊形式。U形谷谷坡上发育的支冰川,因其侵蚀能力远逊于主冰川,其谷底常比主谷高数十米至一二百米。这类谷地被称为冰川悬谷。槽谷底部比较坚硬的岩石表面,在冰川运动过程中被冰体挟带的砾

石摩擦，布满平行擦痕，而成为冰川磨光面。特别坚硬的岩石则形成羊背石(图 5－39)。因迎冰面较平缓并倾向上游，表面密布擦痕，背冰面为参差不齐的陡坎，远望形似匍匐于地面的羊背。但实际上羊背石高可达数米至二三十米，长可达数米至上百米，其体积远不是羊可比拟的。



图 5－39　羊背石(博格达峰北坡)

2. 冰碛地貌　冰川遗留的各种堆积物总称为冰碛。冰碛是研究古冰川和恢复古地理环境的重要根据。主要的冰碛地貌有冰碛丘陵、侧碛堤、终碛堤、鼓丘等。冰碛丘陵是冰川消融后表碛、中碛、内碛沉落于底碛上形成的起伏不平的地面形态，冰碛厚度由数米至百余米不等。侧碛是分布于冰川两侧，通常比冰面高的垄状或长堤状冰碛物(图 5－40)。终碛是冰舌末端较长时



图 5－40　侧碛堤(Targyailing 谷地，据刘潮海)

期停留在同一位置，逐渐形成的半环形冰碛堤(图 5－41)。大陆冰川的终碛堤高约 30～50m，但长度可达数百千米，山岳冰川终碛堤较高，但长度较小。鼓丘是一种主要由冰碛物组成的、数十米高、数百米长的流线型丘陵，长轴与冰流方向平行，迎冰面陡而背冰面缓，与侵蚀形态的羊背石相反。

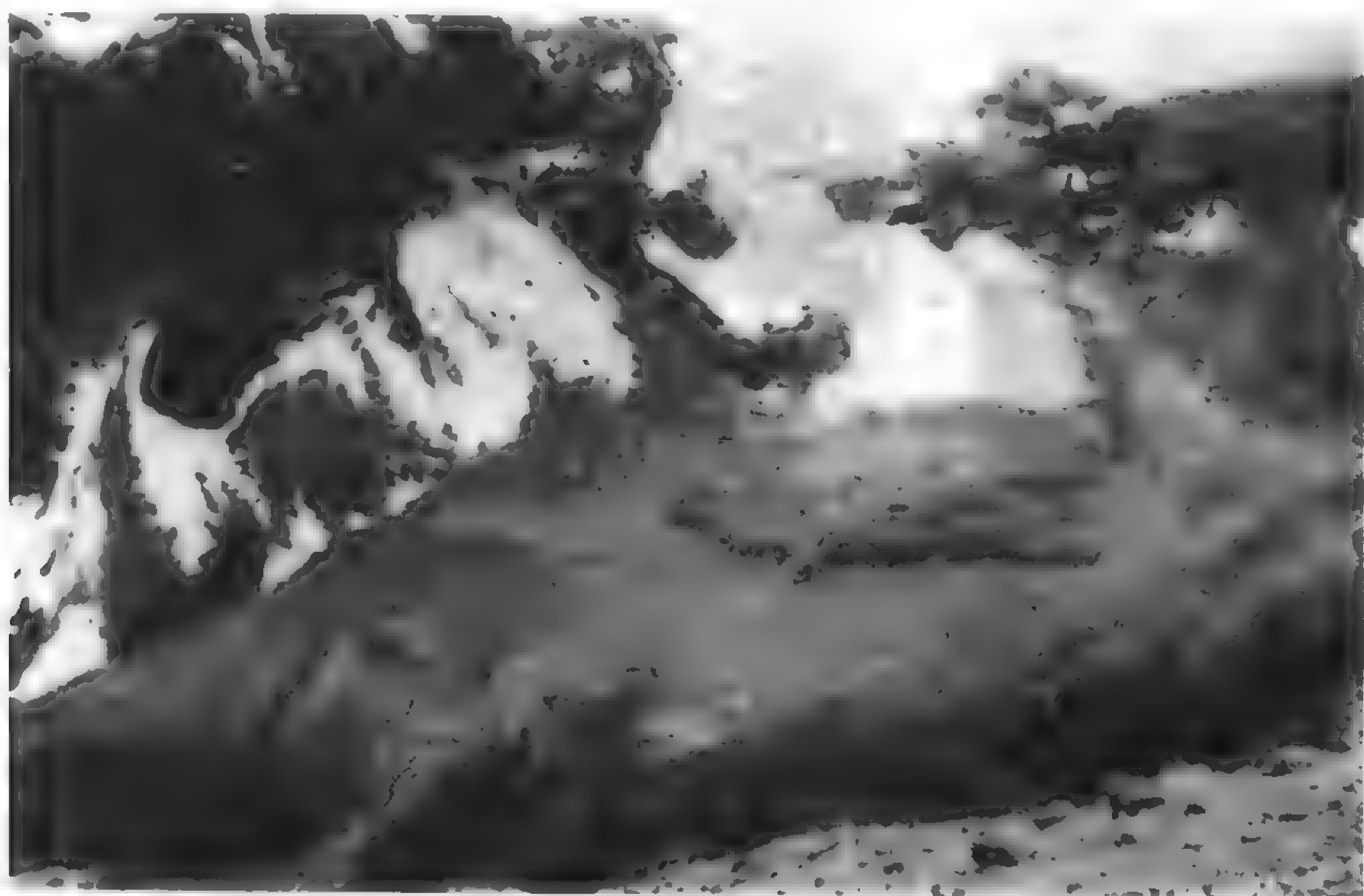
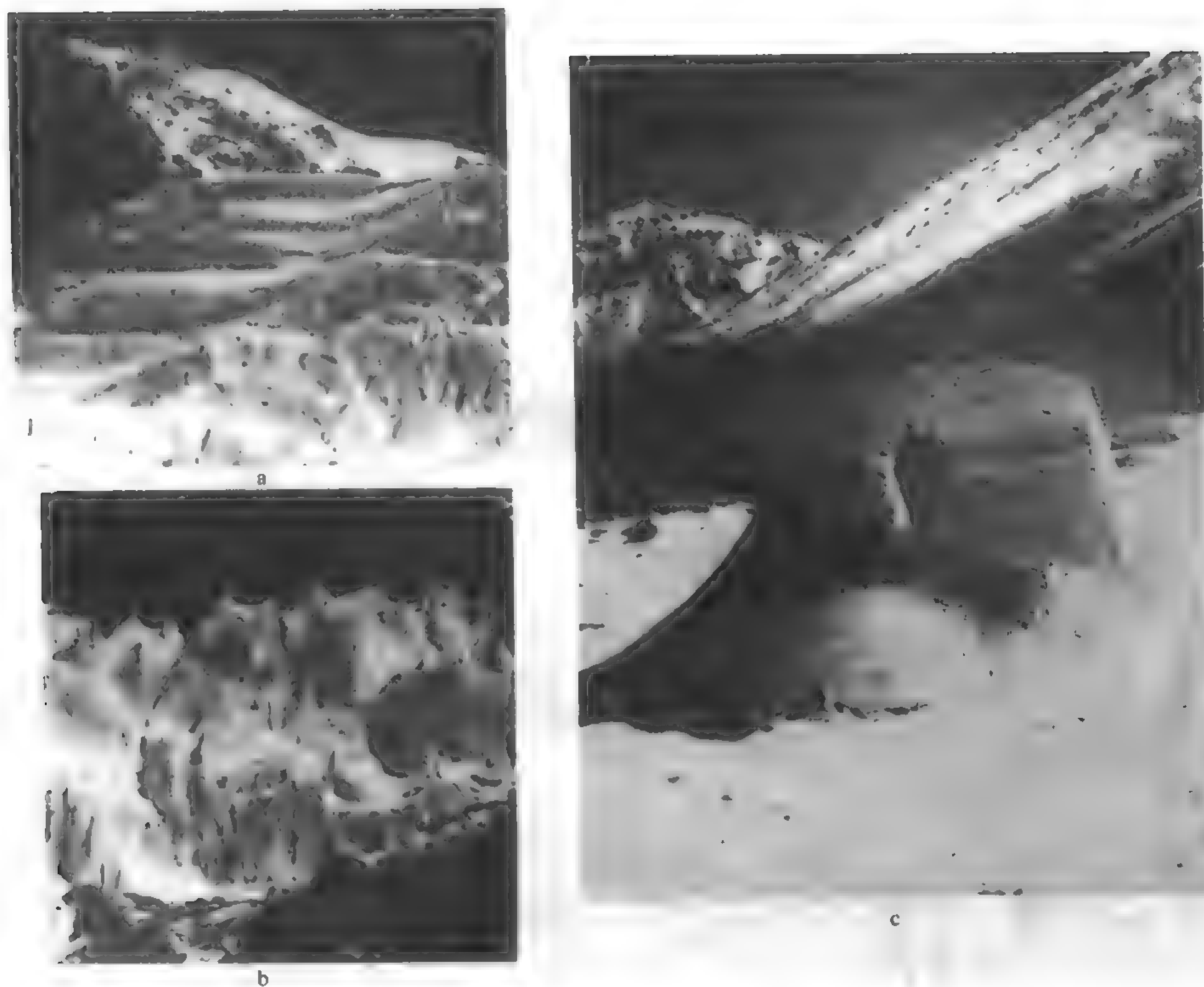


图 5－41　终碛堤与终碛垅(Congdui 谷地源头，据刘潮海)

3. 冰水堆积地貌　冰水堆积地貌因分布位置、物质结构和形态特征不同可以分为冰水扇和冰水河谷沉积平原、季候泥、冰砾阜与冰砾阜阶地、锅穴、蛇形丘等几类。冰下河道挟带大量沙砾从冰舌末端排出，在平原上展开为辫状水系而形成的坡度较大的扇形地，称为冰水扇。在山谷中则形成冰水河谷沉积平原。季候泥又称纹泥，是冰水湖泊由于季节变化，接纳的冰水沉积物有颗粒粗细和颜色深浅的差别而形成的。冰砾阜原来是冰川表面的洼地，底部为冰水沙砾沉积物质，冰川融化消失后，才转化为不规则丘陵地貌，表层一般有薄冰碛。冰砾阜阶地则是冰川两侧的水道堆积的冰水沙砾物质。在冰川退缩后形成于谷坡上的阶地。锅穴是冰水平原上因死冰融化、地表下陷而形成的一种圆形洼地，直径数米至数十米不等。蛇形丘是大陆冰盖下封闭水道中的沙砾物质组成的狭长曲折的高地，短的仅有数十米，最长的可达数百公里。

4. 冰面地貌　冰川表面因受冰层褶皱、断裂、冰床坡度变化、差别消融、流水侵蚀等影响而形成的地貌形态、统称冰面地貌。主要有冰瀑、冰裂隙、冰川弧拱、冰面河、冰面湖、冰蘑菇、冰塔林等。山谷冰川由冰斗或粒雪盆进入 U 形谷时，由于冰床坡度陡峻，往往形成冰瀑。冰瀑与冰舌上均可发育宽深数十厘米至数十米、呈横向、纵向或放射状分布的冰裂隙。冰川表面运动速度差异使同一冰层形成中央部靠前，两侧靠后的前凸弧拱构造。冰面融水积聚于冰川表面洼地形成冰面湖，切割冰面形成冰面河。冰面的差别消融致使冰川舌下部形成高数米至数十米的冰塔林。大小漂砾保护其下部冰体不受消融，则形成冰蘑菇(图 5－42)。



a.冰瀑与冰裂隙； b.冰塔林； c.冰蘑菇

图 5-42 冰面地貌

二、冰缘地貌(冻土地貌)

冻土是岩石圈与大气圈热交换作用的产物。在中低纬高山高原和高纬、极地区，气温低而降水量少的地方，地温常处于零温或负温，水分渗入土中后，上部发生周期性冻融，下部则长期处于冻结状态，成为多年冻土层。由于多年冻土层的存在而产生的一系独特的地貌，称为冰缘地貌或冻土地貌。

(一) 冻土的一般概念

凡处于零温或负温，并含有冰的各种土体或岩体，称为冻土。温度状况相同但不含冰的，则称为寒土。冻土按其处于冻结状态的时间的长短，可以分为季节冻土和多年冻土两类。一两年之内不融化的土层称为隔年冻土，是上述两类冻土之间的过渡类型。永久冻土概念不科学，不宜采用。

多年冻土可分为上下两层，上层为夏融冬冻的活动层，下层为多年冻结层。活动层在冬季冻结时，能和下部的多年冻结层完全连接起来的，称为衔接多年冻土，在这种情况下，活动层又称季节融化层。活动层在冬季冻结时不与下部多年冻结层衔接，中间隔着一层融土的，则称为不衔接多年冻土，在这种情况下，活动层又称季节冻结层。多年冻结层距地表的深度，称为多年冻土的上限。

多年冻土在地球上的分布表现出明显的纬度地带性和垂直带性规律。无论在水平方向或垂直方向上，多年冻土带都可以分出连续冻土带和不连续冻土带。后者又可分成岛状融区和岛状

冻土区。所谓融区，是指多年冻土带内融土分布的地区。当融土从地上向下穿透整个冻土层时，称为贯通融区；融土未穿透整个冻土层，其下部仍有多年冻土存在，则叫做非贯通融区。

在北半球，多年冻土从中纬向极地厚度不断增加、上限逐渐缩小。北纬48°附近的多年冻土南界，地温接近0℃，冻土层厚度仅1～2 m。连续多年冻土带南部，年平均地温约为－3～－5℃，冻土厚度可达100 m。北极附近岛屿的年平均地温降至－15℃，冻土厚度达到1 000 m以上，上限趋近地面。中低纬高山高原区冻土的分布，则表现为随海拔高度而变化。海拔愈高，地温愈低，则冻土愈厚，而上限深度愈小。

地下冰的存在是冻土的最基本特征。冻土中的地下冰，根据成因和埋藏形式可以分为组织冰、洞脉冰、埋藏冰等类型。土层中的水分冻结形成的组织冰是分布最广、含量最多、但冰的聚合体最小的一类地下冰。其中含水量较少的粗粒松散沉积物，在没有水分迁移的情况下快速冻结形成的，称为胶结冰。含水量较多的粗粒松散沉积物，在有水分迁移作用的情况下缓慢冻结形成的，称为分凝冰。冻土中的这种水分迁移，称为聚冰作用。分凝冰增长时，常对其上部的砾石发生举托。重力水在压力作用下迁移，冻结时则形成侵入冰。侵入冰可以表现为平整的冰层，也可以成为冰透镜体。当水分在节理裂隙中冻结时，形成裂隙冰。

洞脉冰是地表水注入土、岩垂直裂隙和洞穴冻结形成的，可分为脉冰和洞穴冰两种。由于地表水周期性注入，因而在裂隙中多次重复冻结，这样形成的脉冰叫做复脉冰。它具有垂直条带状构造，每一条带代表一个年层，常伸入到多年冻土层内，年代愈长，裂隙愈扩大，所以复脉冰也被称为冰楔。

埋藏冰是地表冰体（冰椎、河冰、湖冰、冰川冰等）被堆积物掩埋后形成的，通常呈透镜体。

我国多年冻土区地下冰分布很广泛，有的地方地下冰厚度很大，如青藏公路风火山最厚单层地下冰可达5米，昆仑山垭口夹于沉积层中的冰透镜体，最厚可达10余米。地下冰的数量、分布及其与土中其他组成要素的位置关系不同，形成不同的冻土构造类型。

除地下冰外，冻土中还有一部分液态地下水。根据地下水与冻土层的位置关系，多年冻土区的地下水可以分为冻结层上水、冻结层间水和冻结层下水三类。地下水与整个冻土层有密切的关系，一方面冻土影响着地下水的运动，另方面地下水的存在对冻土的温度、厚度变化也产生明显影响。

（二）**冰缘地貌**（冻土地貌）

由于温度周期性地发生正负变化，冻土层中的地下冰和地下水不断发生相变和位移，使土层产生冻胀、融沉、流变等一系列应力变形，这一复杂过程称为冻融作用。冻融作用是寒冷气候条件下特有的地貌作用。它使岩石遭受破坏，松散沉积物发生分选和受到干扰，冻土层发生变形，从而塑造出各种类型的冻土地貌。

1. 石海与石河　基岩经过剧烈的冻融崩解产生一大片巨石角砾，就地堆积在平坦地面上，称为石海。当山坡上冻融崩解产生的大量碎屑充填凹槽或沟谷，而岩块在重力作用下顺着湿润的碎屑垫面或多年冻土层顶面发生整体运动时，就形成石河（图5－43）。石河的运动速度很小，通常每年不到2 m，有的甚至不足0.2 m。经过长期的运动，岩块被搬运到山麓堆积下来，可形成石流扇。石川是一种大型的石河。组成石川的岩块可以是冻融崩解的产物，也可以是早期的冰碛物。

2. 构造土　构造土是多年冻土区广泛分布的微地貌。由松散沉积物组成的地表，因冻裂作用和冻融分选作用而形成网格式地面。每一单个网眼都呈近似对称的几何形态，如环形，多边形。根据组成物质与作用性质的差别，构造土可分为泥质构造土和石质构造土两类。泥质构造



图 5-43　石河

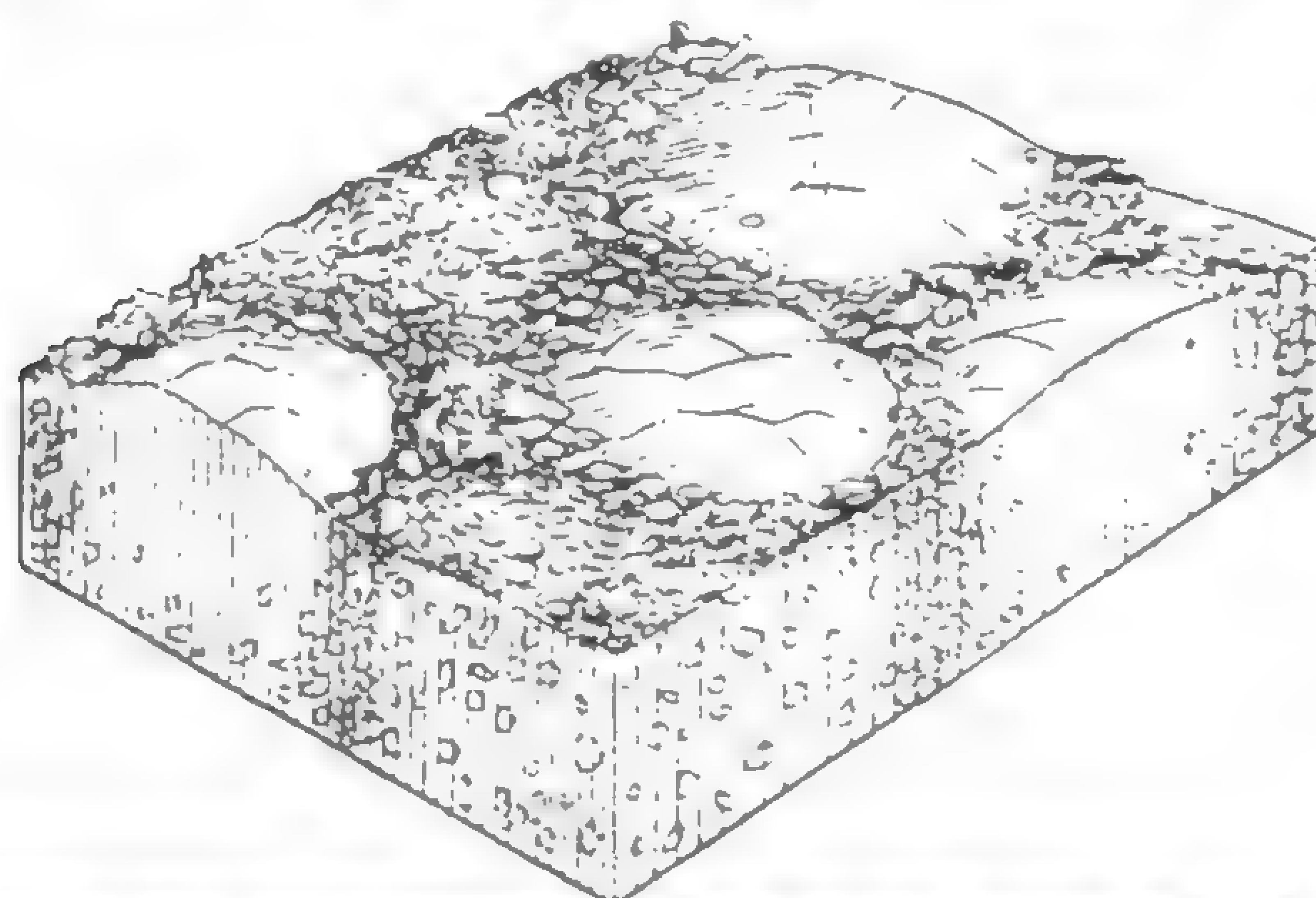




图 5-44　石环

土也称多边形土，因土层冻结后温度继续降低，地面产生裂隙并在平面上组成多边性而得名。小型多边形土径长不足 1 m，大的可达 200 m。石质构造土中最典型的是石环（图 5 - 44）。在饱含水分、大小颗粒混杂的松散土层中，冻融作用产生的垂直分选与水平分选，使砾石由地下抬升至地面并以细粒土或碎屑为中心呈环状分布，从而形成石环。极地或高纬地区石环径长可达数十米。我们在天山、昆仑山、祁连山及唐古拉山所见则通常不足 10 m。

3. 冻胀丘和冰椎　地下水受冻结地面和下部多年冻土层的遏阻，在薄弱地带冻结膨胀，使地表变形隆起，称为冻胀丘（图 5 - 45）。冻胀丘在平面上呈圆形或椭圆形，周边坡度很陡，顶部扁平，表面裂隙交错。内部有冰透镜体的称为冰核丘。冻胀丘可分为一年生和多年生两类。此外，还有一类特殊的冻胀丘，它常在春季隆起，至夏季因气温上升很快，上部冻层迅速融化，土层强度降低，富含气体而且压力很大的地下水发生喷水爆炸，故称爆炸性冻胀丘。冰椎是在寒冷季节流出封冻地表和冰面的地下水或河水冻结后形成的丘状隆起的冰体。绝大部分冰椎是一年生的，每年 1～4 月为冰椎的主要发展时期，8～9 月即完全消失。

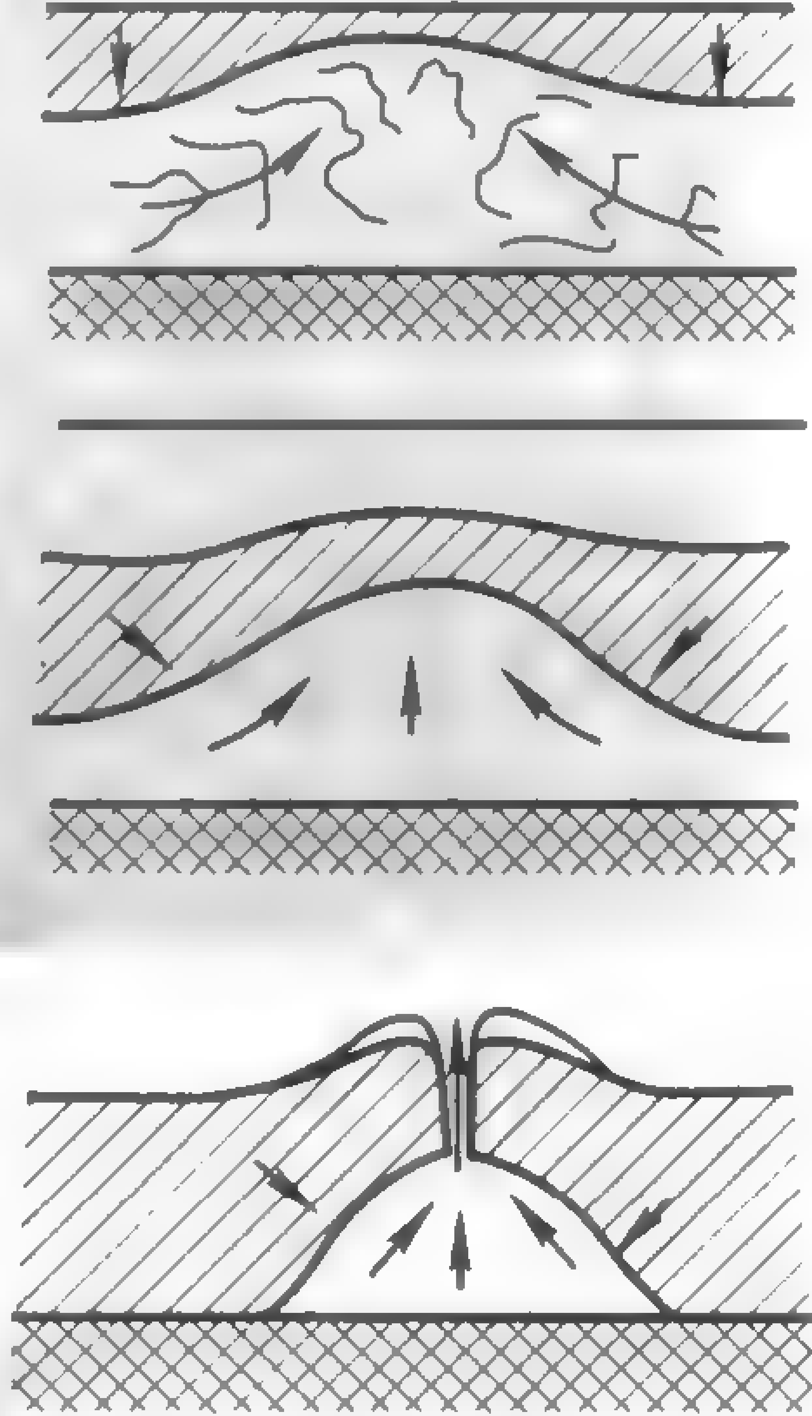


图 5 - 45　冻胀丘的生成

4. 热融地貌　热融地貌是指由热融作用而产生的地貌。热融作用可分热融滑塌和热融沉陷两种。由于斜坡上的地下冰融化，土体在重力作用下沿冻融界面移动就形成热融滑塌（图 5 - 46）。热融滑塌开始时呈新月形，以后逐渐向上方溯源发展，形成长条形、分叉形等。大型的热融滑塌体长达 200 余米，宽数十米，后壁高度 1.5～2.5 m。平坦地表因地下冰的融化而产生各种负地貌，称为热融沉陷（图 5 - 47）。由热融沉陷形成的地貌有沉陷漏斗（直径数米），浅洼地（深数十厘米至数米，径长数百米），沉陷盆地（规模大者可达数千米）等。当这些负地貌积水时，就形成热融湖塘。我国青藏高原多年冻土区，热融湖塘分布很广泛。

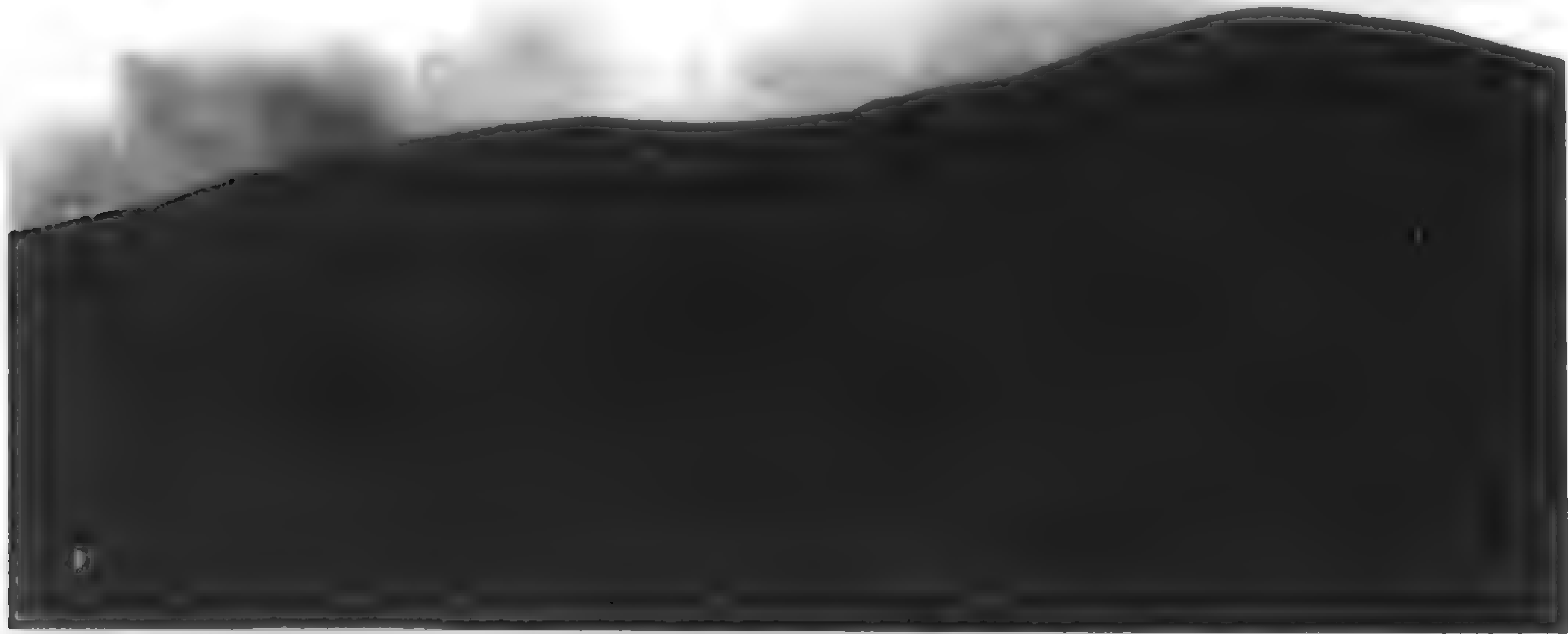


图 5 - 46　热融滑塌（青藏高原）

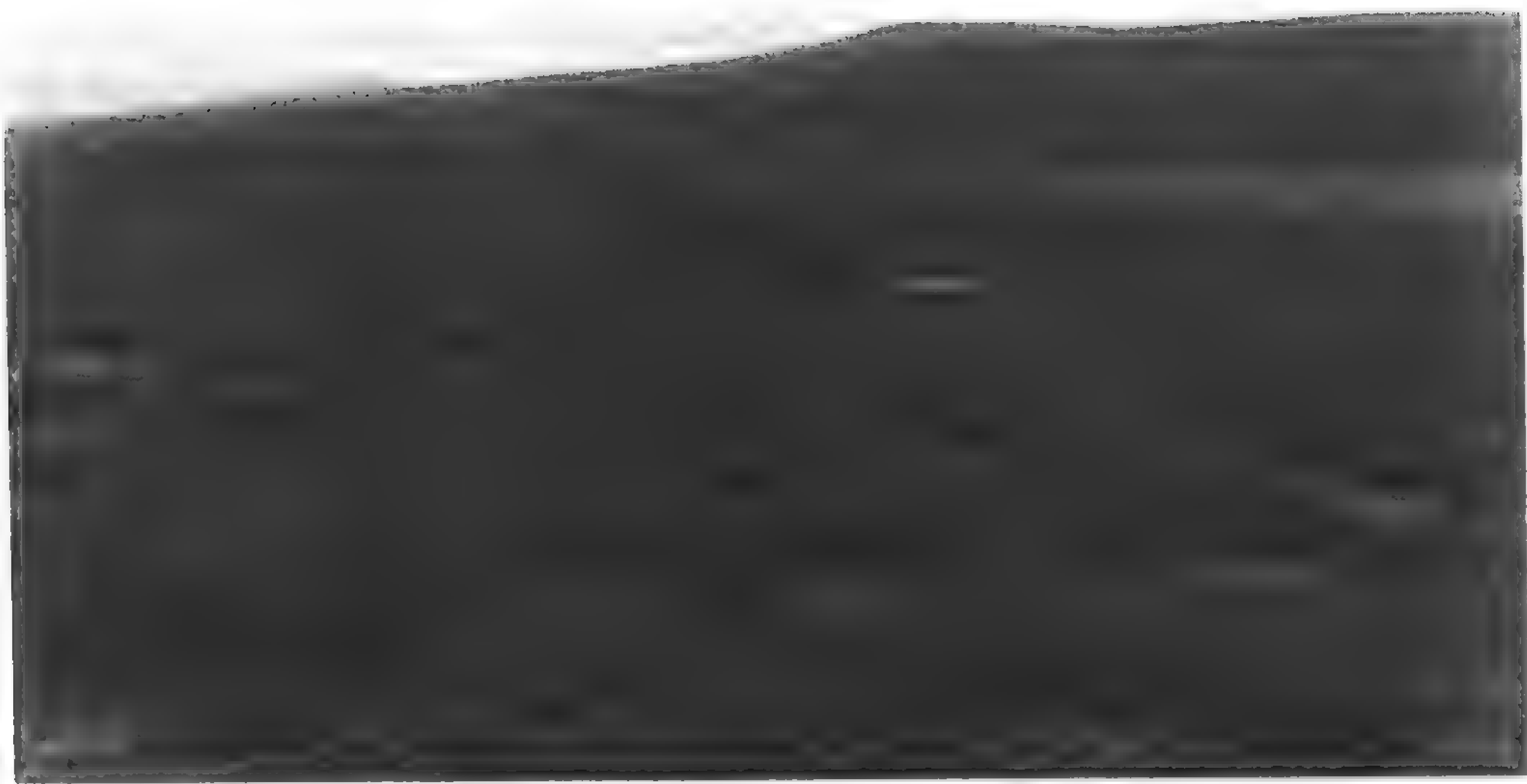


图 5-47　热融沉陷(青藏高原)

第六节　风沙地貌与黄土地貌

一、风沙作用

干旱区强烈的物理风化作用使地表广泛发育沙质风化物，植被稀少与地表经常处于干燥状态又使这些沙粒极易被风力吹扬、搬运和易地堆积。充足的沙源与多风多大风的气候特点相结合，使风沙作用成为干旱区最主要的地貌外动力，并形成独特的风沙地貌。

风对地表细粒物质的作用，不外以下三种形式。

(一) 风蚀作用

风蚀作用包括吹蚀与磨蚀两方面，风吹过地面，由于风压力与气流紊动而引起沙粒吹扬，这种作用称为吹蚀。并非所有的风都可进行吹蚀，只有当风力达到足以使沙粒移动的临界速度时才能发生吹蚀，这种风称为起沙风。起沙风速因地表起伏、沙粒含水量多寡及粒径大小不同而异。起伏不平的粗糙地面摩擦阻力大，起沙风速也大；平坦光滑地面，摩擦阻力小，起沙风速也小。沙粒含水量多则粘滞性强，需要较大风速才能起动，干燥沙粒则无需较大风速。以粒径0.25～0.5 mm沙粒为例，干燥状态下起沙风速为4.8 m/s，含水量较高时起沙风速可高达12 m/s。我国的沙漠沙多为粒径0.1～0.25 mm的细沙，通常情况下起沙风速为4 m/s，而粒径0.25～0.5 mm沙粒的起动风速为5.6 m/s，当粒径大于1 mm时，起沙风速更高达7.1 m/s。

起沙风即挟带沙粒的风，不仅对地面进行吹蚀，更主要的是进行磨蚀，这种磨蚀使砾石表面形成风棱，甚至可深入岩石孔隙发生旋磨，形成风蚀龛、风蚀穴一类特殊地貌现象，或使石柱基部变细而成蘑菇状。干旱区铁路钢轨、列车车箱、电线杆及电缆钢架基部被风沙磨蚀破坏的现象更

是屡见不鲜。

(二) 搬运作用

风的搬运作用主要是通过风沙流即挟带沙粒气流的运动实现的。绝大部分沙粒是在离地面30 cm高度内,尤其是10 cm以内分别以悬移、跃移和表层蠕动形式被搬运的。观测表明,跃移沙粒约占3/4,蠕移沙子接近1/4,悬移沙粒仅占1%~5%,即使粒径是不足0.1 mm的细沙,往往也只能接近悬移状态。

风力搬运沙粒的数量即风沙流强度与起沙风速的三次方成正比。这意味着风速显著超过起沙风速时,搬运沙粒数量将急剧增加。

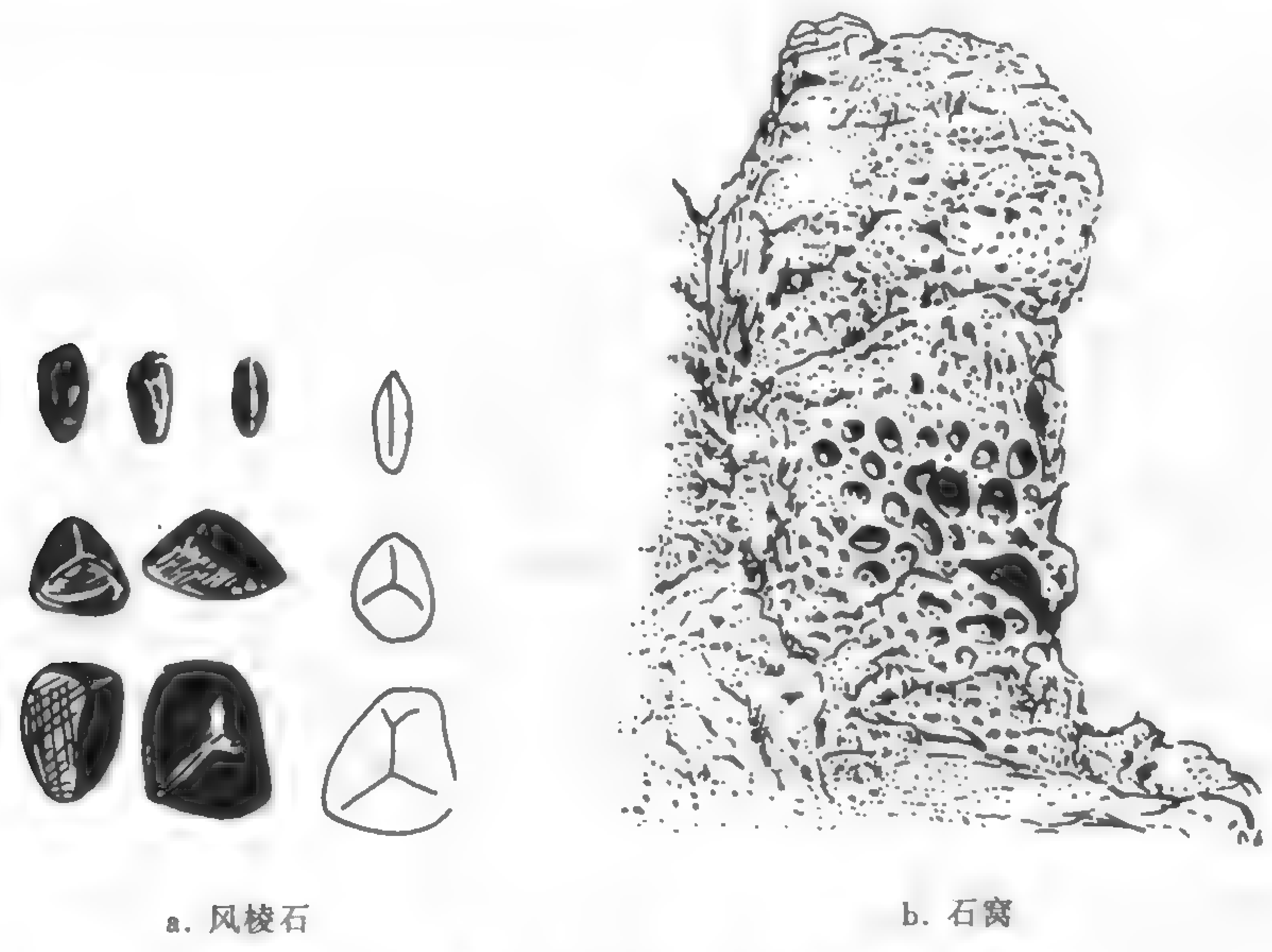
(三) 风积作用

当风力减弱或风沙流遇阻,风中挟带的沙粒沉降于地面,这种现象就是风积作用。风积物质主要有风成沙和风成黄土两类。风成沙粒级多在粘土至沙之间,粒度均匀,分选好,磨圆度高,矿物成分因地而异,堆积形态则为各种沙丘。

二、风沙地貌

(一) 风蚀地貌

1. 风棱石与石窝　戈壁砾石迎风面经长期风蚀后被磨光磨平后在瞬时大风中发生滚动,新的迎风面再次磨光磨平,两个或多个迎风面间就形成风棱。依据棱的数目,风棱石可分别称为单棱石、三棱石、多棱石等。石窝是一种直径20 cm至1~2 m,深10~15 cm上下至1 m的圆形或椭圆形小洞或凹坑,通常出现于迎风崖壁上,密集时犹如蜂窝,由风沙旋磨岩石裂隙而成(图5-48)。



a. 风棱石　　b. 石窝

图5-48　风棱石与石窝

2. 风蚀柱与风蚀蘑菇　风长期吹蚀垂直与水平裂隙均较发育的裸露基岩，形成孤立的风蚀柱，进一步磨蚀其基部则形成风蚀蘑菇(图5-49)。

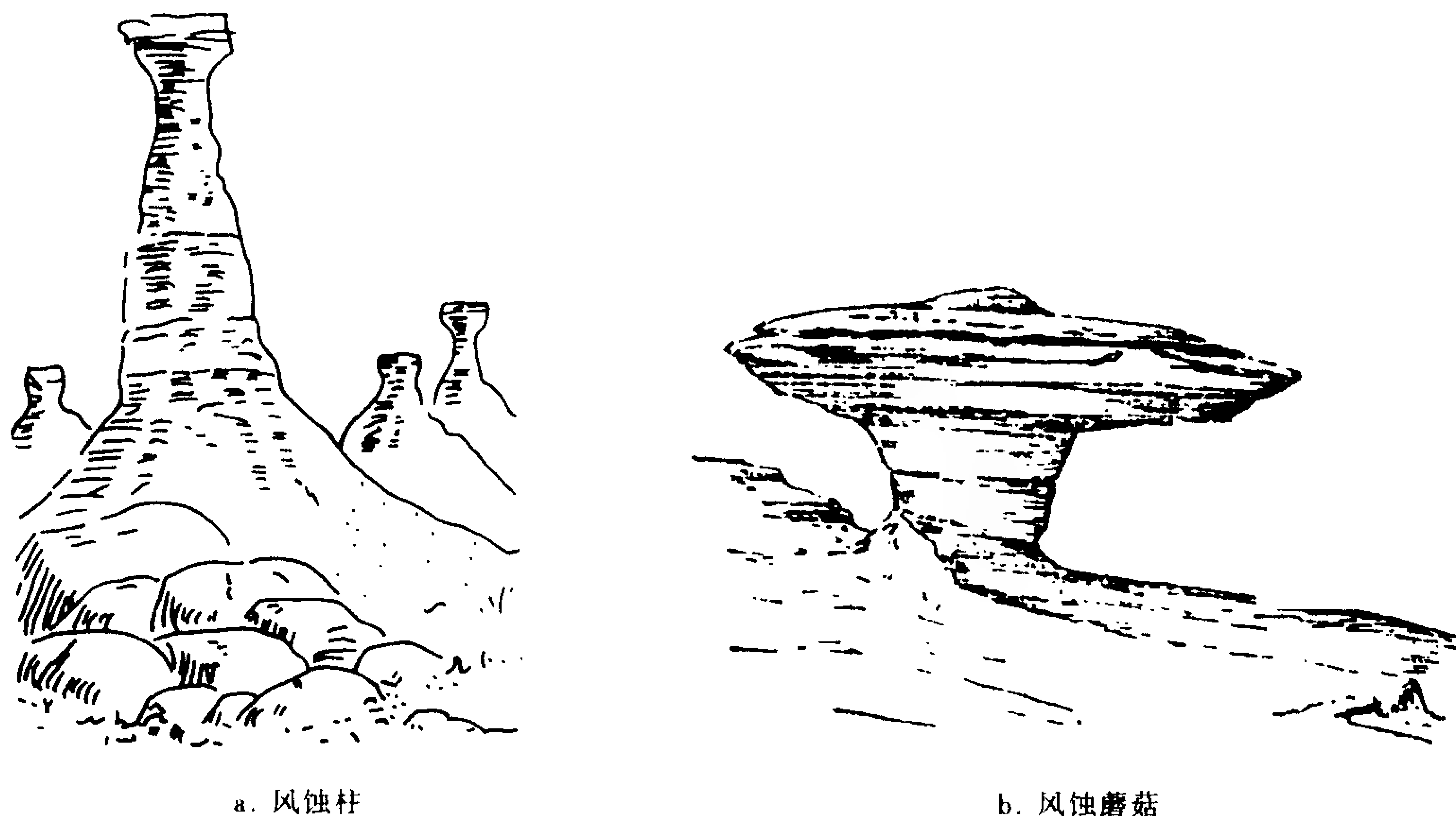
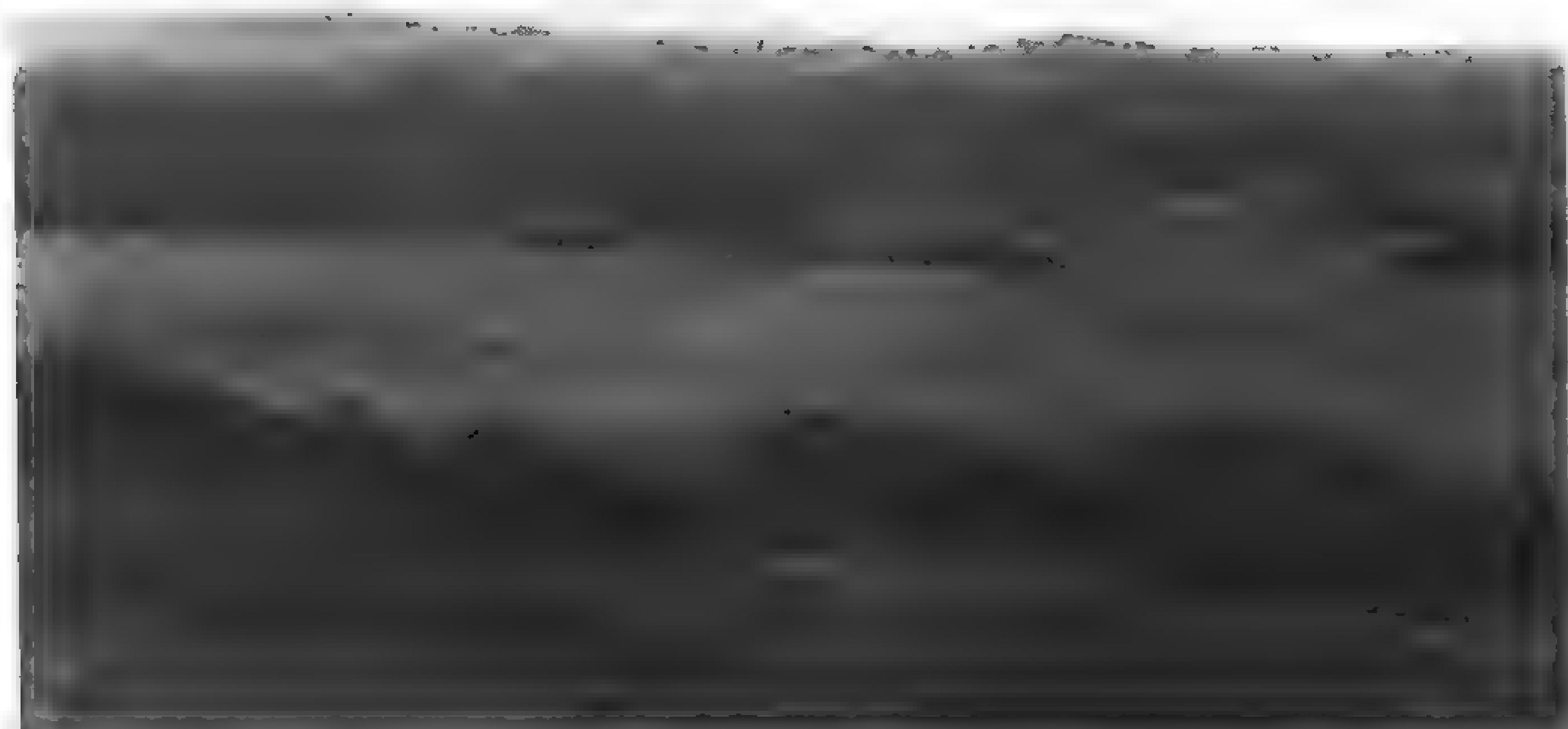


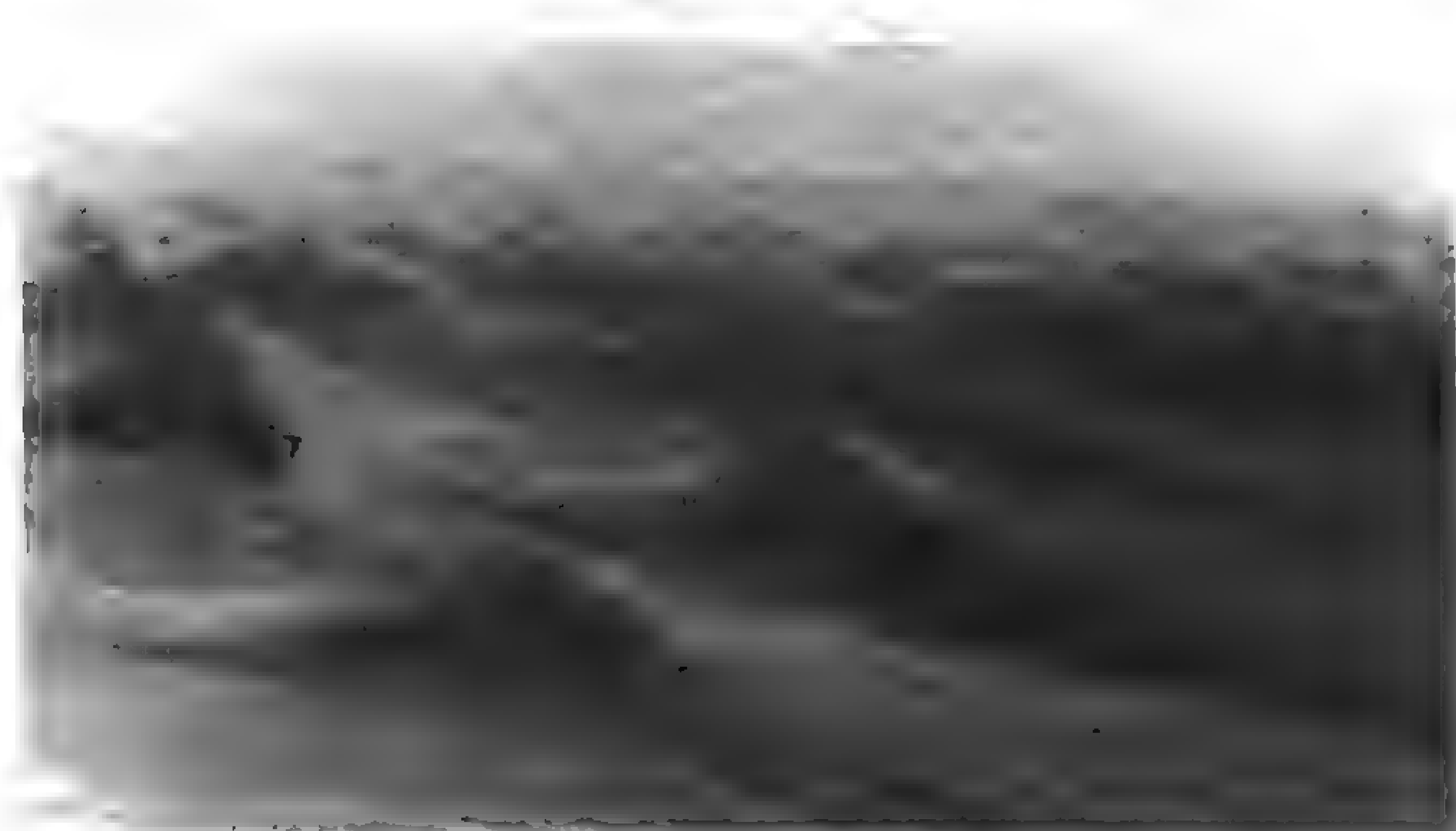
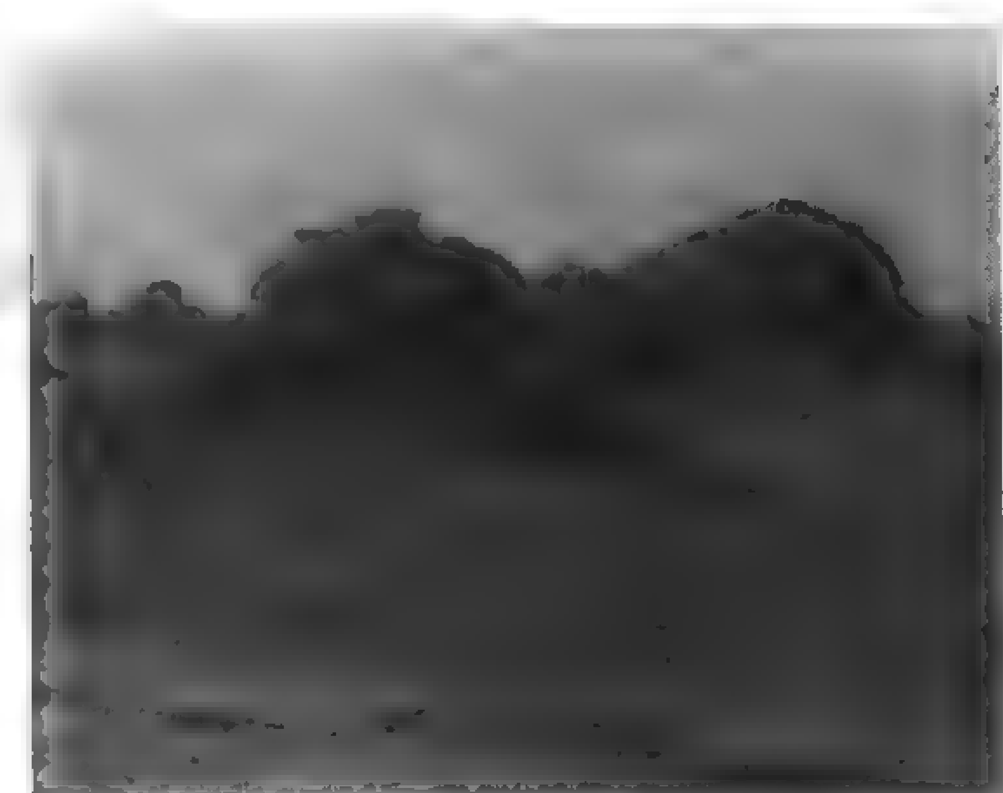
图5-49　风蚀柱与风蚀蘑菇

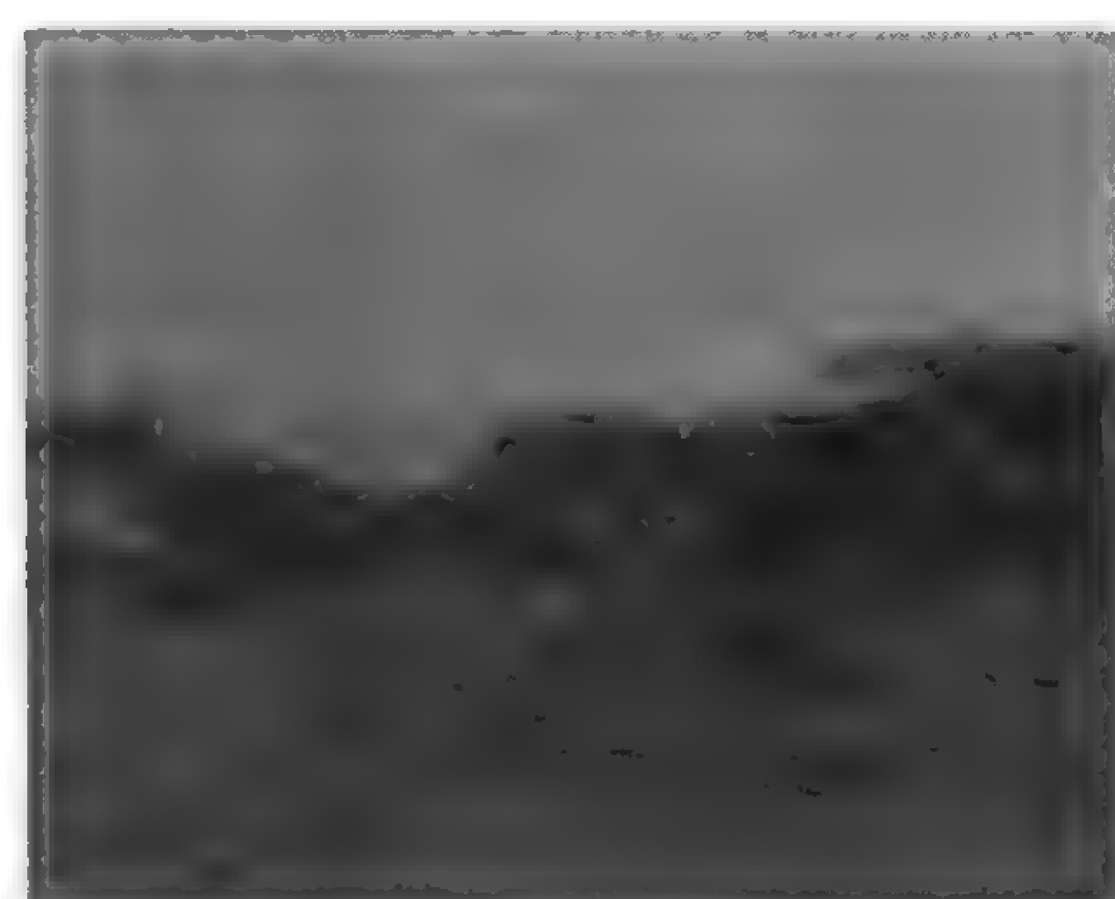
3. 风蚀洼地与风蚀盆地　风吹蚀地面松散物质后形成的直径10~100 m，深1 m，平面呈圆形或马蹄形的洼地，称为风蚀洼地。洼地达一定深度后，或遇坚硬岩层，或近地下水位，都不利于继续加深，故风蚀洼地通常很浅。但风蚀盆地规模很大。南非一风蚀盆地面积达300 km^2，深7~10 m。埃及西部、利比亚和我国准噶尔盆地也有100 km^2以上的风蚀盆地。风蚀洼地与盆地深度低于地下水位时，地下水可流出地面聚积成湖，我国浑善达克沙地的查干诺尔、呼伦贝尔的乌兰湖及毛乌素沙地的纳林诺尔，均为风蚀湖。

4. 风蚀残丘与雅丹地貌　风力侵蚀年轻而相对坚固的沉积物，可形成外形宽窄不一，底部崎岖不平，但走向多与盛行风向平行的谷地即风蚀谷。乍得的提贝斯提高原东南侧，几乎每隔500~2 000 m就出现一条宽500~1 000 m的平行风蚀谷。苏丹北部、阿尔及利亚东部、澳大利亚艾尔湖以北区及我国柴达木盆地西部、罗布泊地区、准噶尔盆地、河西走廊都不乏风蚀谷之实例。风蚀谷间的残留高地或孤立丘岗即是风蚀残丘。形态与风蚀残丘近似但由蚀余松散土状堆积物如河湖相地层形成的一类特殊风蚀残丘，则称雅丹地貌。风蚀残丘与雅丹地貌形态极为多样化，如鼻，如峁，如锥，如柱，如覆舟，如垄岗，如方山，如麦垛，如宫殿，如城堡，如蜥蜴，如恐龙，如方尖碑，如装甲车，如环状峭壁，如狮身人面像……不胜枚举，以至我国乌尔禾风蚀残丘群在20世纪初被俄罗斯考察者称之为“魔鬼城”，而美国犹他州高原东南部一条山谷被称为“怪物谷”(图5-50)。

提贝斯提高原南北的乍得与利比亚，伊朗南部的克尔曼盆地、埃及哈尔加盆地、中亚乌斯提尤尔特高原上的库姆舍伯申盆地、阿拉伯半岛均有风蚀残丘分布。





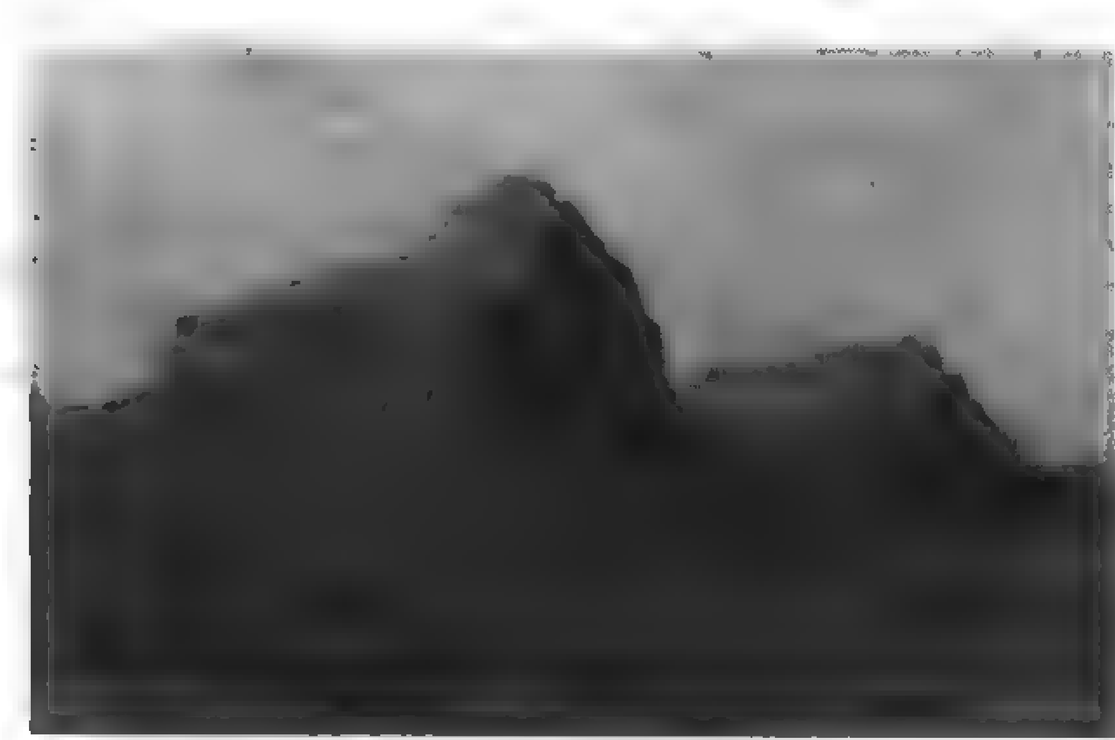


图 5－50　几种常见风蚀残丘

(二) 风积地貌

1. 沙丘及其形态类型　风积地貌主要指各种沙丘。依据沙丘形态与风向的关系,沙丘可分三种基本类型,即横向沙丘、纵向沙丘与多风向形成的沙丘。

横向沙丘走向与合成起沙风向垂直或交角不小于 60°,主要包括新月形沙丘,新月形沙丘链及复合新月形沙丘链三类。新月形沙丘主要是在单风向作用下由沙堆演变而成的,状如新月,弧形突向主风向,迎风坡缓而呈凸形,坡度 10°~20°,背风坡陡而微凹,坡度约 28°~33°。丘臂前伸。新月形沙丘通常高数米至数十米,但也有超过 100~150 m 者。两个或更多新月形沙丘相连,可形成新月形沙丘链。巨大沙丘链上叠置小型新月形沙丘,则称为复合新月形沙丘链(图 5-51)。

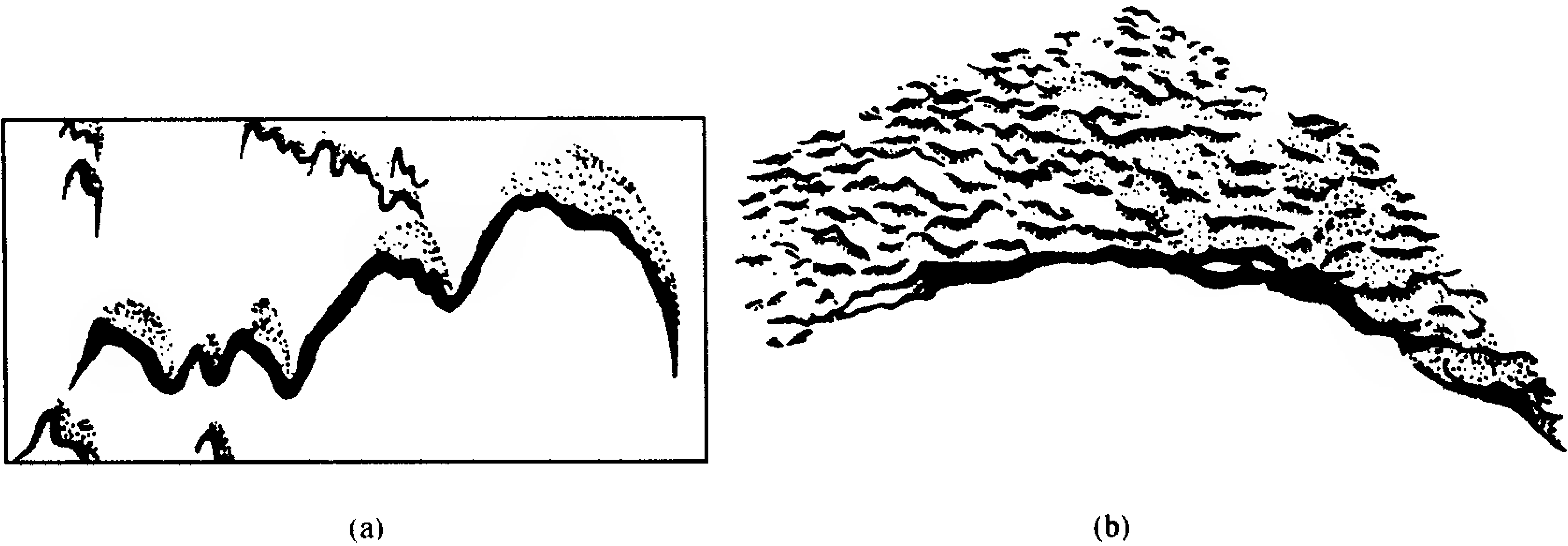
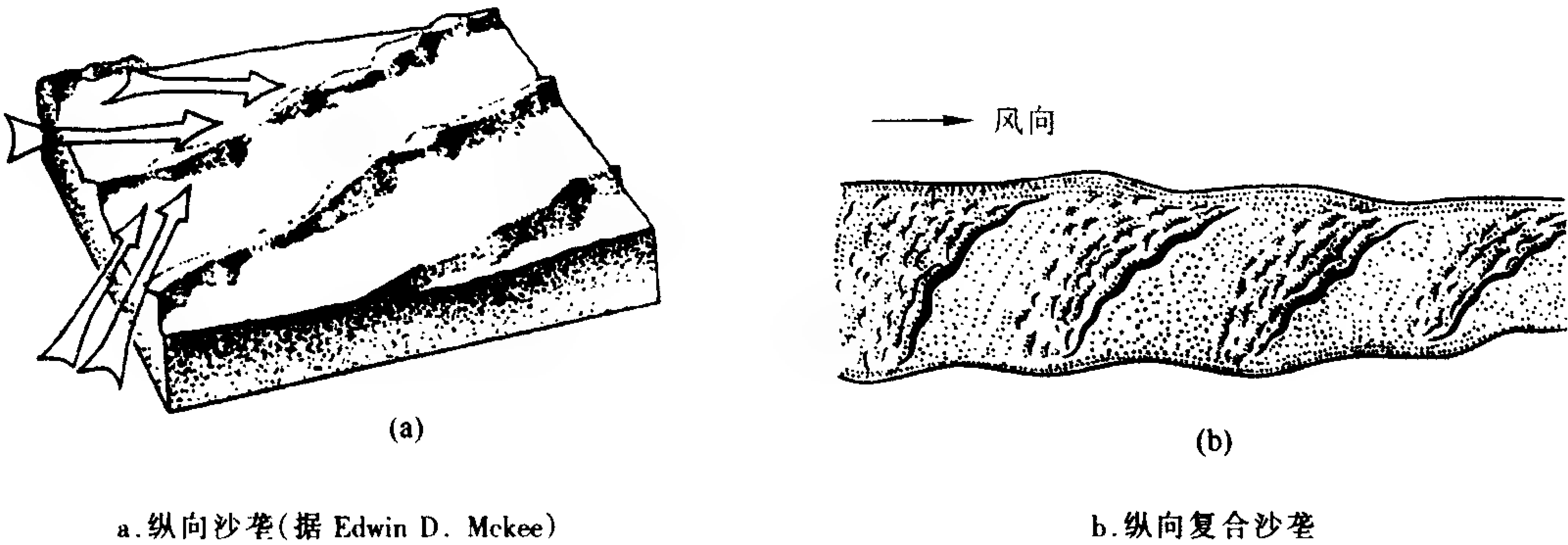


图 5-51　新月形沙丘链(a)与复合新月形沙丘链(b)

纵向沙丘是指走向与起沙风合成风向平行或夹角小于 30°的沙丘,通常称为沙垄,高十余米至一二百米,长数百米至数十千米,纵向上丘脊线时有起伏,横剖面大致对称,但其前端迎风坡与背风坡差别明显。纵向沙垄的形成有三种可能原因,一是与盛行风向斜交的新风向导致其迎风坡发生变化,一个丘臂延长而成;二是龙卷风被单向吹压而成螺旋式水平气流,风从低地吹扬沙粒堆积于沙堆顶部;三是山口地区风力强大,也可形成沙垄。巨大沙垄体上叠置较小的沙垄,则形成复合纵向沙垄(图 5-52)。



a.纵向沙垄(据 Edwin D. Mckee)　　b.纵向复合沙垄

图 5-52　纵向沙垄与纵向复合沙垄

多风向形成的沙丘包括金字塔形沙丘,蜂窝状沙丘、格状沙丘、星状沙丘、反向沙丘等(图 5

-53)。

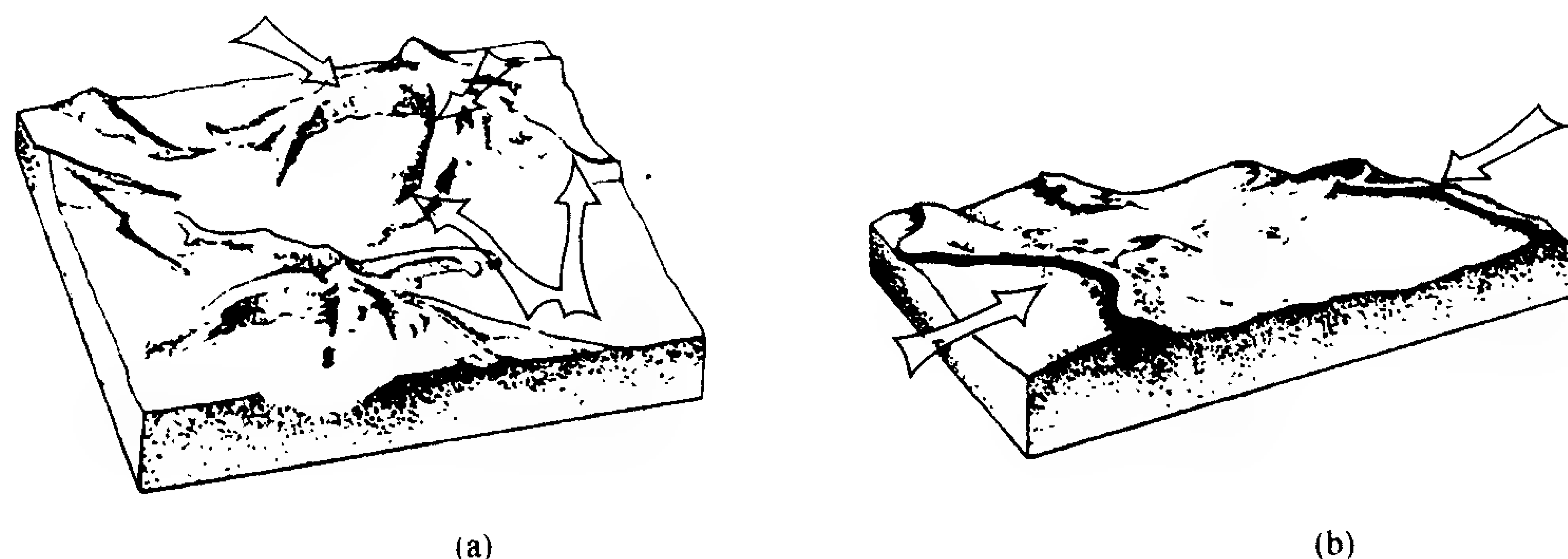

(a) (b)

图 5-53 星状沙丘(a)与反向沙丘(b)(据 Edwin D. Mckee)

2. 沙丘的移动 沙丘移动过程是通过沙丘表面沙粒自迎风坡吹扬到背风坡堆积来实现的。据研究,单位时间内沙丘移动距离为

$$D = \frac{Q}{rH}$$

式中,Q 为单位时间通过单位宽度的沙量;H 为沙丘高度;r 为沙的容重。

由公式可知,沙丘移动速度与输沙量成正比而与沙丘高度成反比。但输沙量与起沙风速的三次方成比,因而沙丘移动速度亦应与风速的三次方成正比。沙丘移动速度还受植被、沙丘水分及下伏地面因素影响。植物减小风速,沙粒湿润需要更高的起沙风速,下伏地面粗糙可阻碍沙粒运动。据计算,阿尔及利亚东部大沙漠的沙子通过 25 m 高的复合新月形沙丘链和 1 km 长的风沙流被落沙坡截获,至少需要 1 400 年。

我国沙丘年平均移动速度多在 5~10 m 间,小部分不足 5 m 或超过 10 m。除塔克拉玛干沙漠东部与中部自东北向西南移动外,准噶尔、河西走廊,阿拉善高原、鄂尔多斯高原及内蒙古东部沙丘都自西北移向东南。

三、黄土与黄土地貌

(一)黄土

黄土主要是第四纪风力搬运堆积的土状物质,多分布于干旱半干旱区。全球黄土覆盖面积达 $1\ 000 \times 10^4 km^2$,我国除集中分布于黄土高原外,还包括新疆、青海、河西走廊、黄河下游及松辽平原等地,面积约 $38 \times 10^4\ km^2$,若加上黄土状岩石,则为 $63.53 \times 10^4 km^2$。厚度一般为 50~150 m,最大厚度超过 400 m,出现在甘肃中部。

黄土颜色灰黄、棕黄或棕红。粒级以粉沙为主,粘粒及细沙较少。矿物成分以石英、长石和碳酸盐类矿物为主,并含易溶盐及粘土矿物。风成黄土具垂直节理,孔隙度大,湿陷性强,抗蚀性弱,极易遭受流水侵蚀。黄土中有多层埋藏古土壤,同时又存在沉积间断,下伏古地形起伏虽远逊于现代,但对地貌发育的影响仍较显著。

除风成黄土是所谓原生黄土外,残积、坡积、流水冲积还形成多种次生黄土。其垂直节理发

育不好，但湿陷性弱，不易产生潜蚀，地貌类型也不如风成黄土完整和典型。

（二）黄土地貌

流水作用、重力作用、潜蚀和风蚀均为黄土地貌的外动力，而流水作用显然居首位。

1. 黄土沟谷地貌　黄土沟谷按形态特征可分为细沟、浅沟、切沟、冲沟与河沟几类。细沟由坡面细流冲刷而成，浅沟深不及 1 m，横剖面呈宽 V 形，由较大的坡面股流冲刷而成。切沟深数米，横剖面呈尖锐 V 形，纵剖面起伏较大。冲沟由切沟进一步发展而成，纵剖面上陡下缓，呈凹形，横剖面呈 V 形。冲沟停止下切，谷坡因侧蚀而变缓，则形成 U 形坳沟。河沟纵剖面较平缓、横剖面略呈梯形，侧蚀作用较强，有常年性流水，并可发育曲流与阶地。

2. 黄土沟间地地貌　典型沟间地地貌类型为塬、梁、峁。塬是被沟谷、河谷环绕的平坦高地，边缘极为曲折，常因沟谷溯源侵蚀而被肢解。甘肃董志塬面积约 2 000 km^2，是我国最大的黄土塬，陕北洛川塬也较大。面积极小，往往只及 1 ~ 10 km^2 的塬，称为残塬。梁是长条形黄土丘陵地貌类型之一，其顶面为残塬的称为塬梁；顶部较平的称为平顶梁。峁形似馒头，顶部浑圆上凸，边坡可发育大量辐散状沟谷。所有黄土沟间地地貌都易形成陷穴、崩塌和滑坡。

第七节　海岸与海底地貌

一、海岸地貌

海岸带是海洋与陆地相互作用的地带，通常分为海岸、潮间带与水下岸坡三个部分（图 5 - 54）。海岸是岸线以上狭长的陆地部分，以激浪作用到达处为上界。潮间带位于高、低潮间，高潮时淹没，低潮时出露。水下岸坡则指低潮线以下直到波浪有效作用下界。海岸地貌的形成与发展是波浪、潮汐、沿岸流与陆地相互作用的结果，其中尤以波浪作用最重要。

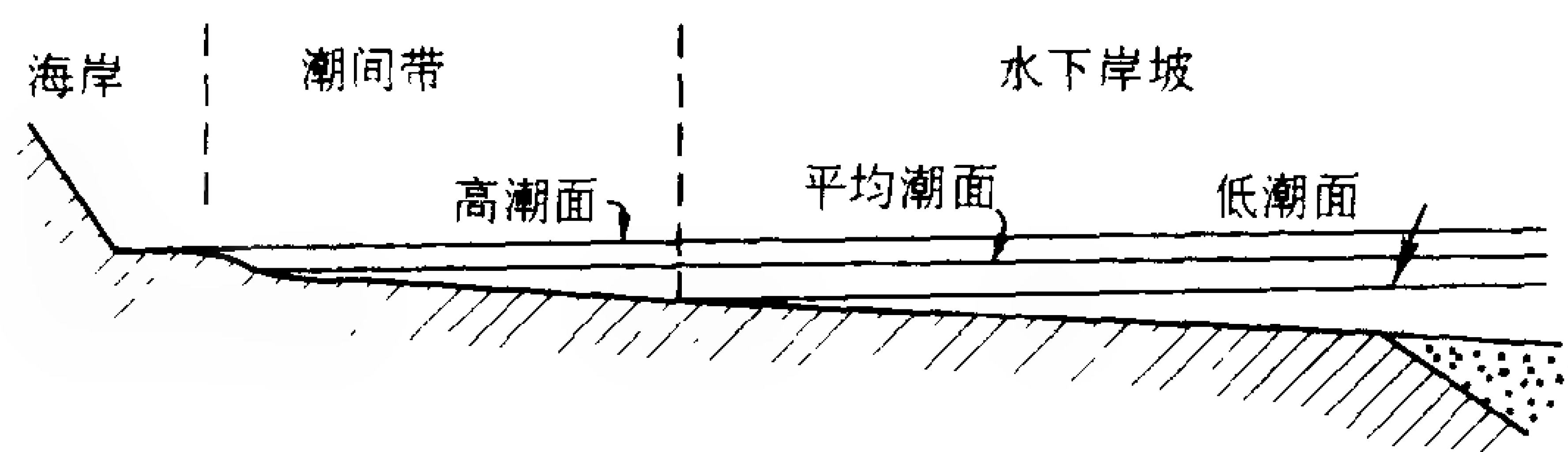


图 5 - 54　砂砾质海岸的基本结构

（一）海蚀地貌

变形波浪及其形成的拍岸浪对海岸进行撞击、冲刷，波浪挟带的碎屑物质的研磨，以及海水对海岸带基岩的溶蚀，统称为海蚀作用。海蚀作用在海岸带形成各种海蚀地貌。主要海蚀地貌类型有：

1. 海蚀穴　在有潮汐的海滨，高潮面与陆地接触处，波浪的冲淘作用形成槽形凹穴，断续沿海岸线分布，称为海蚀穴。

2. 海蚀崖　海蚀穴被拍岸浪冲蚀扩大，顶部基岩崩塌，海岸后退时形成陡壁，称为海蚀崖。

3. 海蚀拱桥与海蚀柱　两个相反方向的海蚀穴被蚀穿而互相贯通，称为海蚀拱桥（或海

穹）。海蚀崖后退过程中遗留的柱状岩体，称为海蚀柱（图 5－55）。

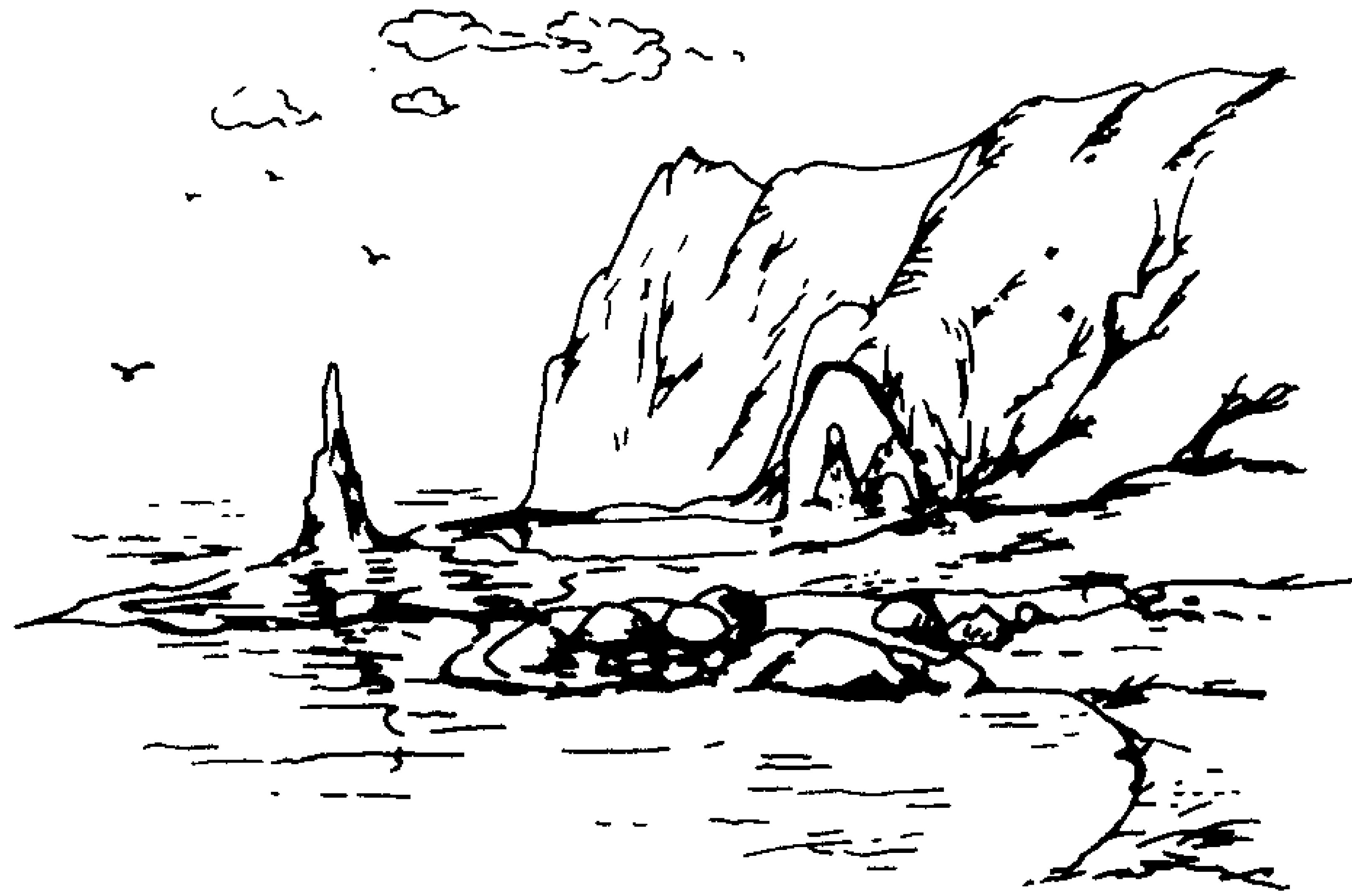
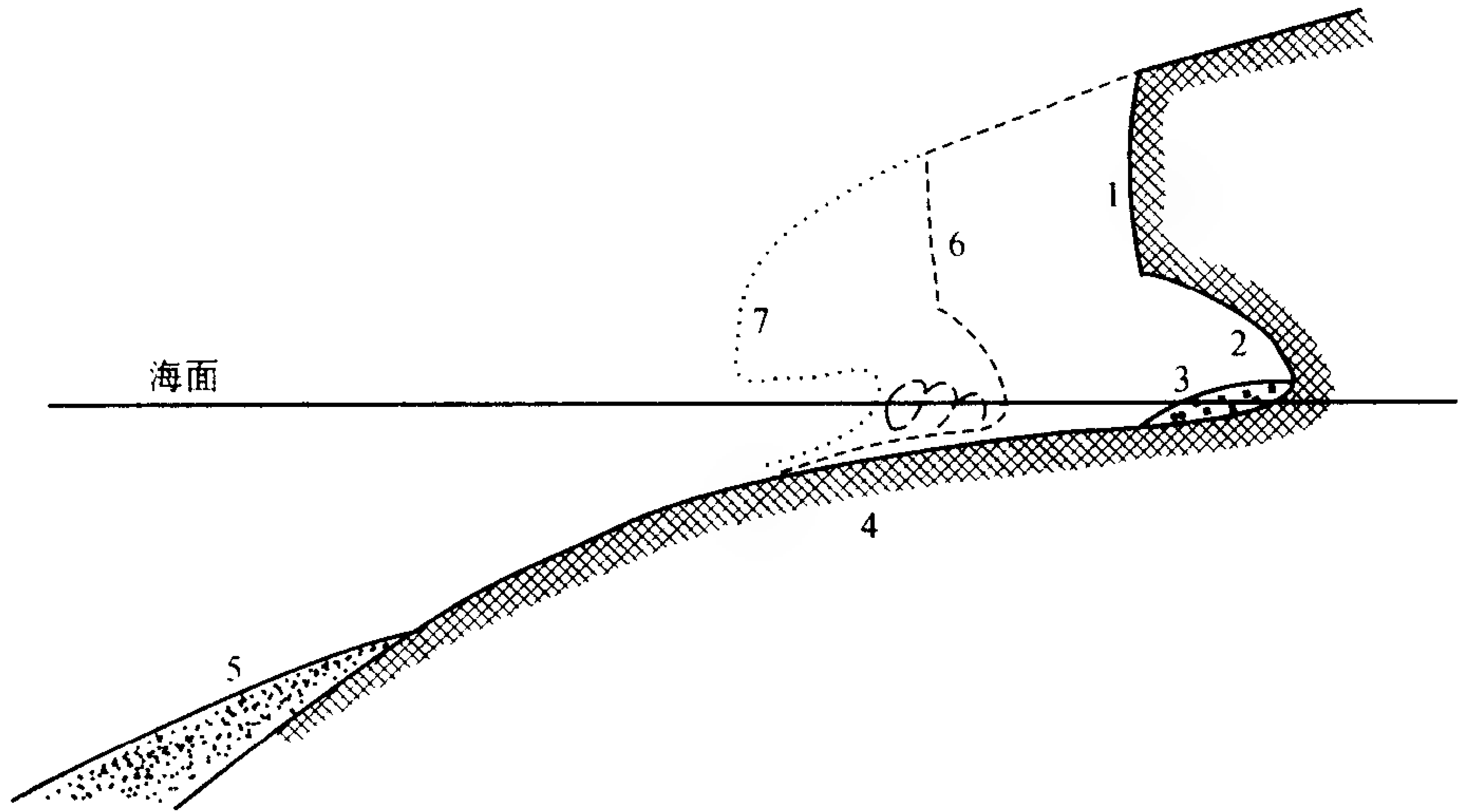


图 5－55　海蚀柱、海蚀崖、海穹与海滩

4. 海蚀台　波浪冲淘崖壁，形成海蚀穴，悬空的崖壁在重力作用下崩塌，崩塌下来的石块遭受侵蚀搬运，海浪又重新冲淘崖壁下部，形成新的海蚀穴。这种过程不断进行，即形成海蚀台，在其宽度增大到波浪的冲蚀作用范围之外时，才停止发展。



1. 海蚀崖；2. 海蚀穴；3. 海滩；4. 海蚀台；5. 水下堆积台；6、7. 前阶段的海蚀崖

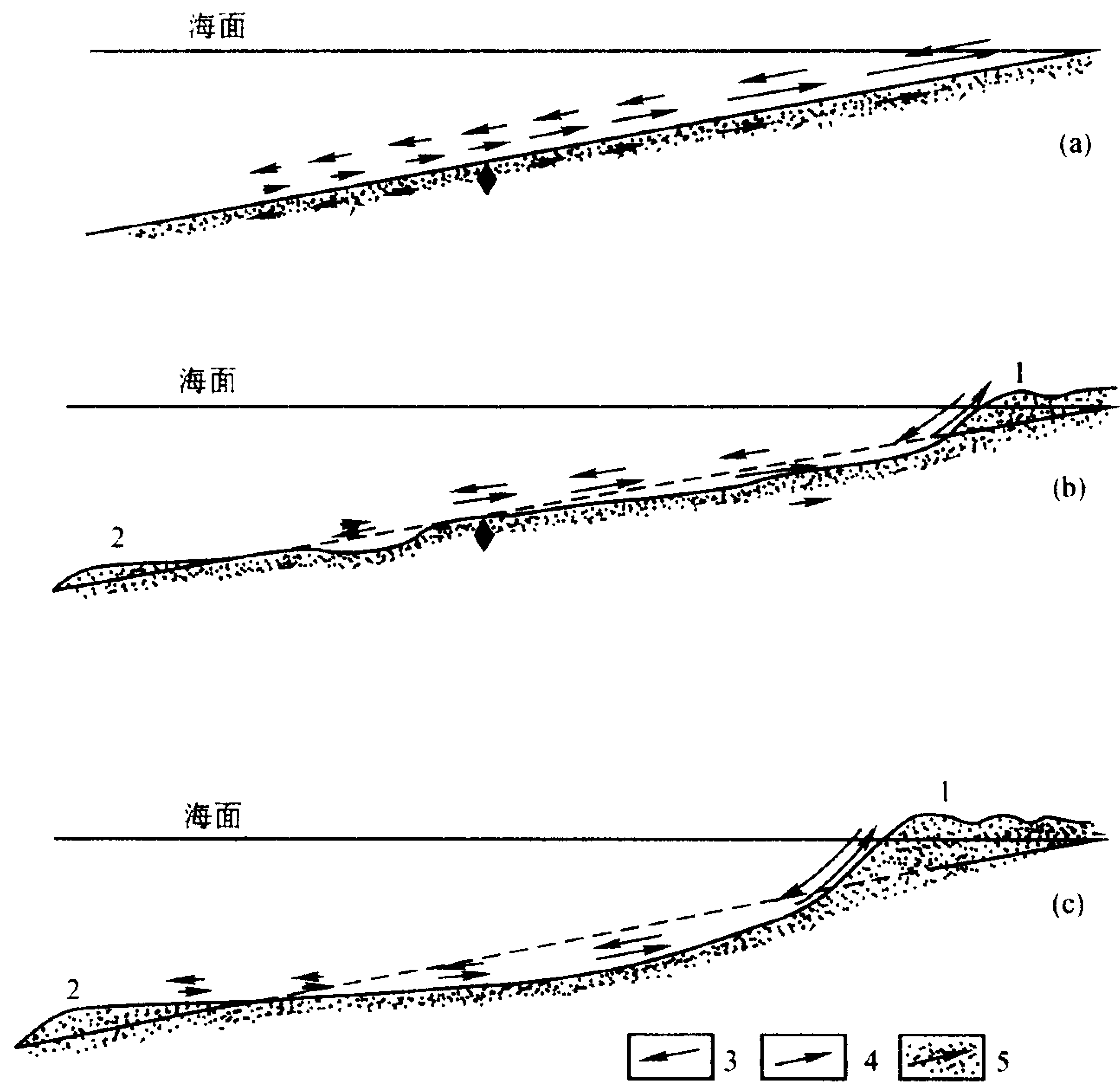
图 5－56　海蚀台发展示意

（二）海积地貌

海岸带的松散物质，如波浪侵袭陆地造成的海蚀产物、河流冲积物、海生生物的贝壳、残骸等，在波浪变形作用力推动下移动，并进一步被研磨和分选，便形成海滨沉积物。由于地形、气候

等影响而使波浪力量减弱,海滨沉积物就会堆积下来,形成各种海积地貌。

1. 横向移动为主的海积地貌　波浪加上重力的作用,使岸坡上部物质不断向岸移动,岸坡下部物质不断向海移动,形成上下两条侵蚀带。两侵蚀带之间为一过渡带。沉积物在每次波浪周期运动中,向岸运动的距离等于向海运动的距离,结果沉积物不发生位移,这一带就称为中立带(图 5-57 a)。



1. 海滩; 2. 水下堆积台; 3. 沉积物离岸移动的相对数量;
4. 向岸移动的相对数量; 5. 一个完全的波浪运动之后的总移动量; ◆中立带位置

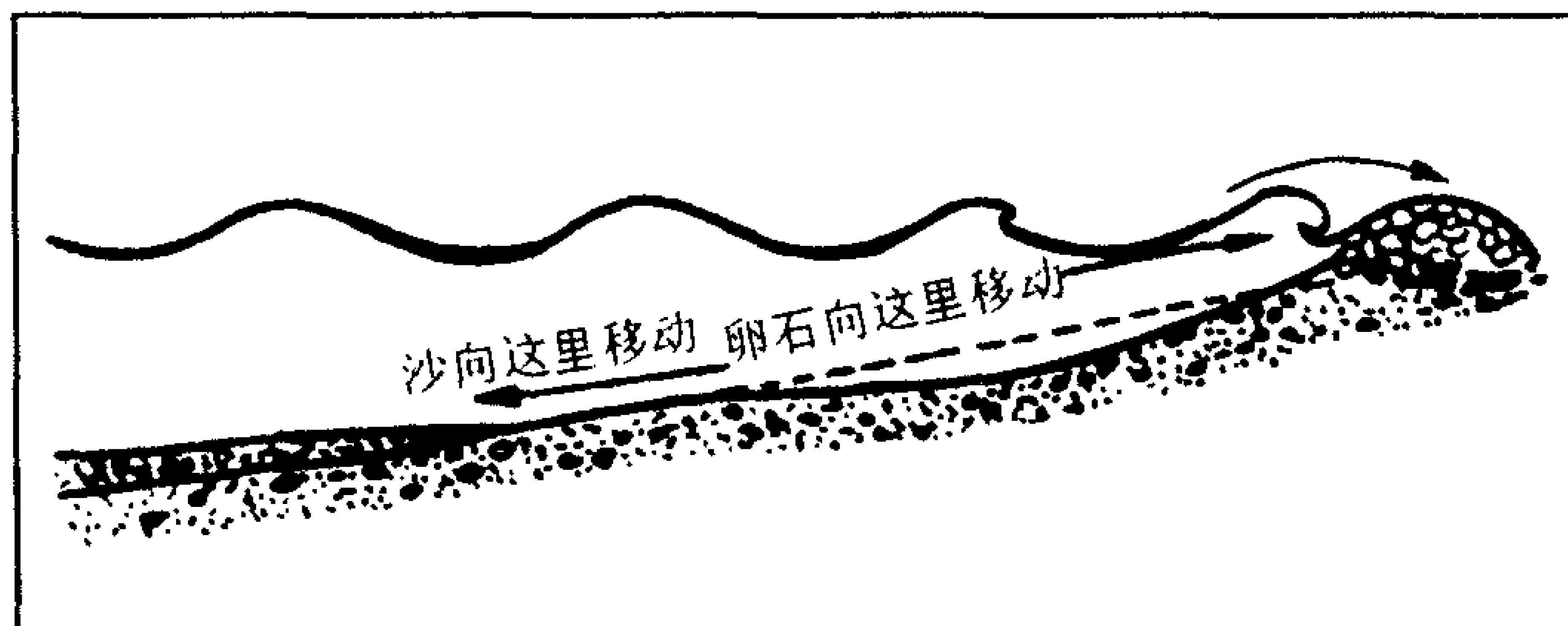
图 5-57　松散沉积岸平衡剖面的形成

在波浪作用下,原剖面坡度发生变化。中立带以下的下部侵蚀带,由于物质不断向海搬运而形成侵蚀凹地,使该处岸坡变陡。从侵蚀凹地下移的物质在岸坡更下部波浪作用微弱的海底堆积,形成水下堆积台,使岸坡下部海底变浅、变缓。中立带以上的上部侵蚀带,由于物质不断向岸搬运,也形成侵蚀凹地,使该处岸坡变缓。从侵蚀凹地上移的物质堆积在岸边,形成沿岸海滩(图 5-57 b)。

海岸坡度的变化,也使波浪推动力和重力分力随之发生变化。中立带不断向下和向上扩大,最后使岸坡发育成为一条凹形曲线。该曲线上每一点的物质在每次波浪运动中,前进速度与回返速度的差值,正好为重力所抵消,结果只在原地作来回运动。当海岸剖面成为上述曲线时,即称为平衡剖面(图 5-57 c)。

海滩是断续由水下岸坡沉积物组成的。每当暴风浪作用时,沉积物可以在海滩外缘形成一条条垄岗状堤,称为滨岸堤或沿岸堤。滨岸堤的组成物质一般较粗,可以是沙质或砾质的,也可以是贝壳堤。

波浪还可以对沉积物发生分选作用。大小混杂的碎屑物质在波浪分选作用下,粗粒物质上移,细粒物质下移。这是因为在相当深的地方,底流的力量不足以推动砾石离开原地,而波浪只能掀起细沙。被掀起的细沙在重力作用下,向下移动。浅水处波浪作用较强烈,砂砾被搅混并向上移动;拍岸浪进流,还挟带着砾石,使之沿斜坡向上运动。沉积物经过分选,形成由粗粒物质构成的滨岸堤和细粒物质构成的水下堆积台(图 5-58)。

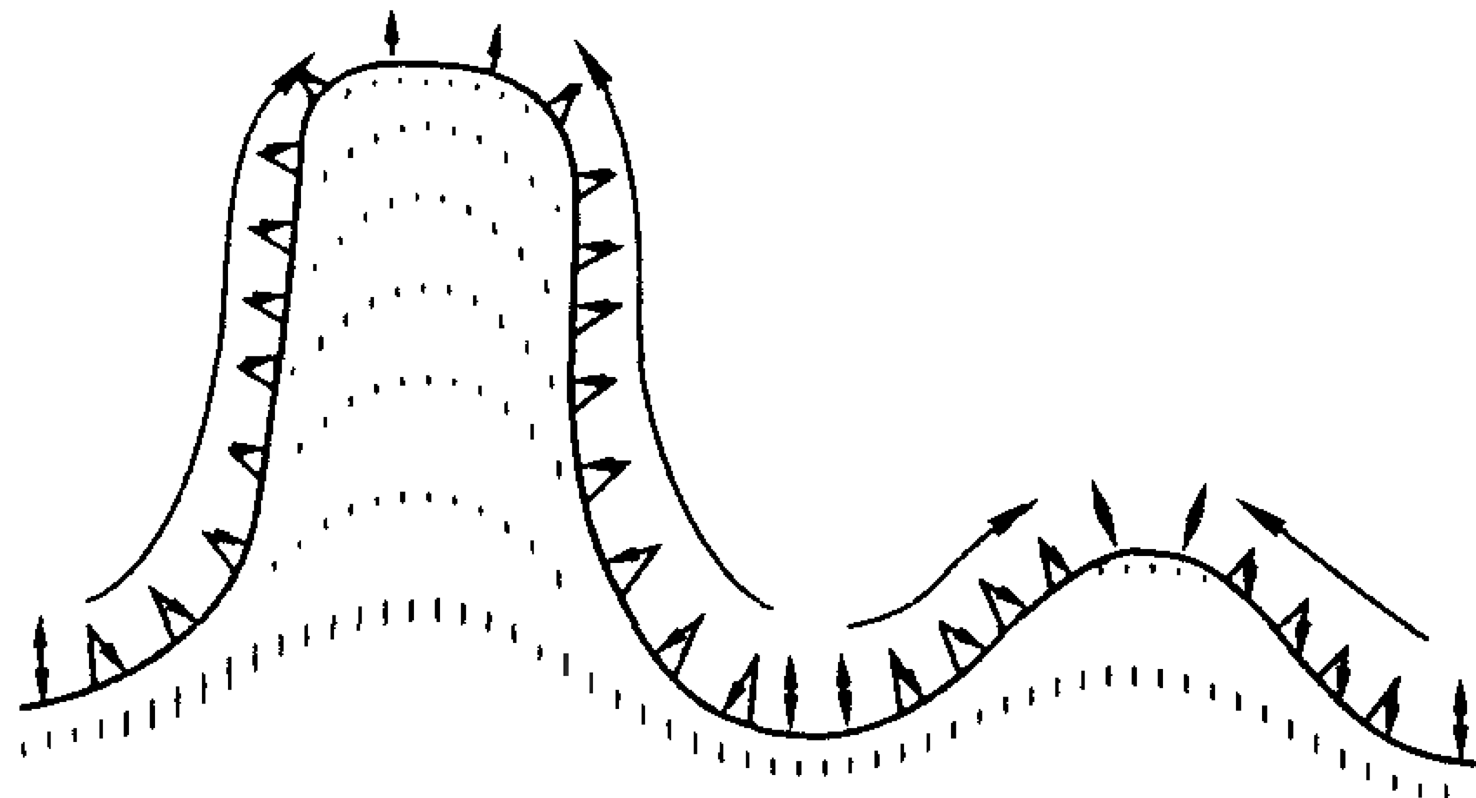


(——海底的原始坡降)

图 5-58　波浪对松散沉积物质的分选作用和坡降变化

水下堤和离岸坝是物质横向移动形成的另一类海积地貌。当波浪愈接近岸边时,由于海底变浅,摩擦加强,在相当于两个波高的深处局部破碎,形成破浪。此时,由于损失部分能量,因而沉积一部分物质,造成堤状堆积地貌,称为水下堤(水下沙坝)。水下堤不断升高,露出水面,即成为离岸坝(岸外沙坝)。在离岸坝与海岸之间常常形成潟湖,这类潟湖成长条状,以离岸坝与海隔开,但仍有水道与海相互沟通。

2. 纵向移动为主的海积地貌潟港湾式海岸可发生分段泥沙流。波浪进入港湾式海岸浅水区后发生折射,导致自岬角流向海湾的沉积物作纵向移动。海岸凹进处由于波能辐散,港湾尽头发生海滩沉积,岬角前方则被冲蚀形成海蚀崖,成为泥沙流起点(图 5-59)。泥沙流沿岸移动,如海岸方向变化使波浪作用力减小,则堆积而成各种海积地貌。



1.泥沙流；　2.参与纵向移动的颗粒所走路线

图 5-59　港湾式海岸沉积物的纵向移动

凹形海岸：AB 段海岸与波浪前进方向的夹角大致为45°，并且有一股泥沙含量达到饱和的泥沙流从 A 向 B 移动，但当到达 B 点以后，由于海岸方向改变，夹角变为 > 45°，泥沙流搬运能力降低，在海岸转折处堆积形成海滩(图 5 - 60)

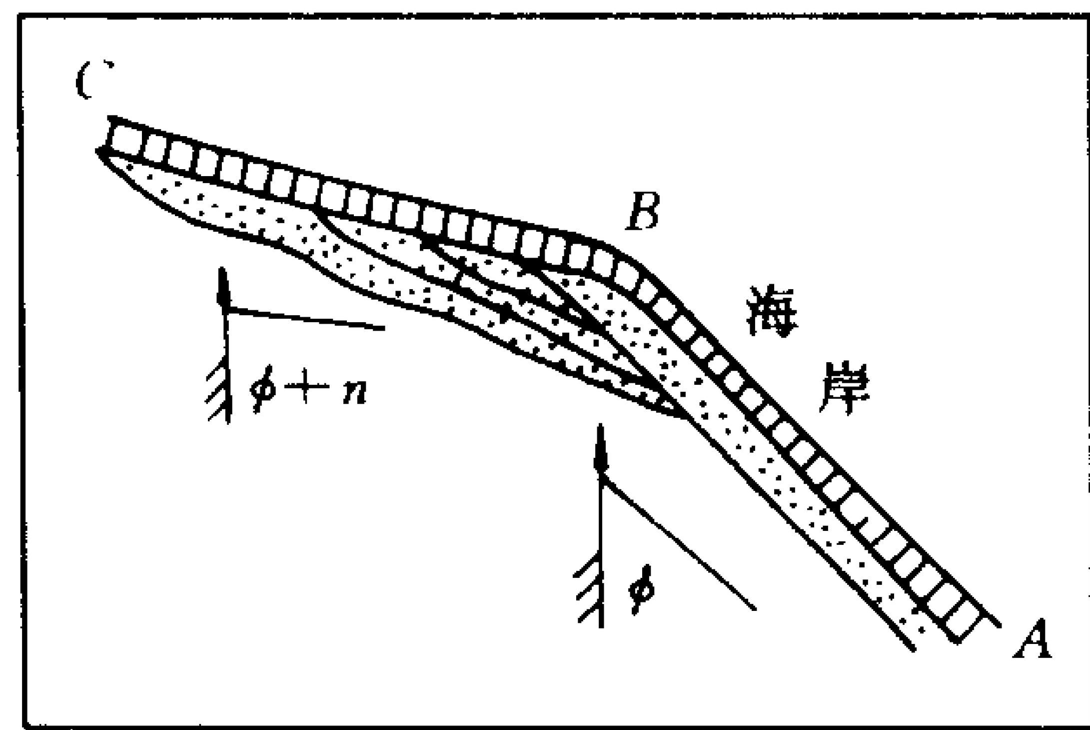


图 5 - 60　海滩的形成

凸形海岸：AB 段有如上同样的情况，但当到达 B 点以后，因海岸与波浪前进方向的夹角 < 45°，泥沙流因搬运能力降低，先在海岸转折处堆积，然后顺原来岸线方向向外伸长，形成一端与陆地连接，另一端伸入海中的沙嘴(图 5 - 61)。

岸外有岛屿或岬角其后形成波影区。波浪遇岛屿或岬角发生折射，进入屏障后方时搬运能力降低，发生物质堆积，并逐渐自岸边向岛屿延伸。岛屿向海的一面受到冲蚀，同时在岛屿后方形成一个或两个沙嘴，最后彼此连接成为连岛沙坝，岛屿变为半岛。这样的岛屿称为陆连岛(图 5 - 62)。山东省烟台市的芝罘岛便是一个陆连岛。

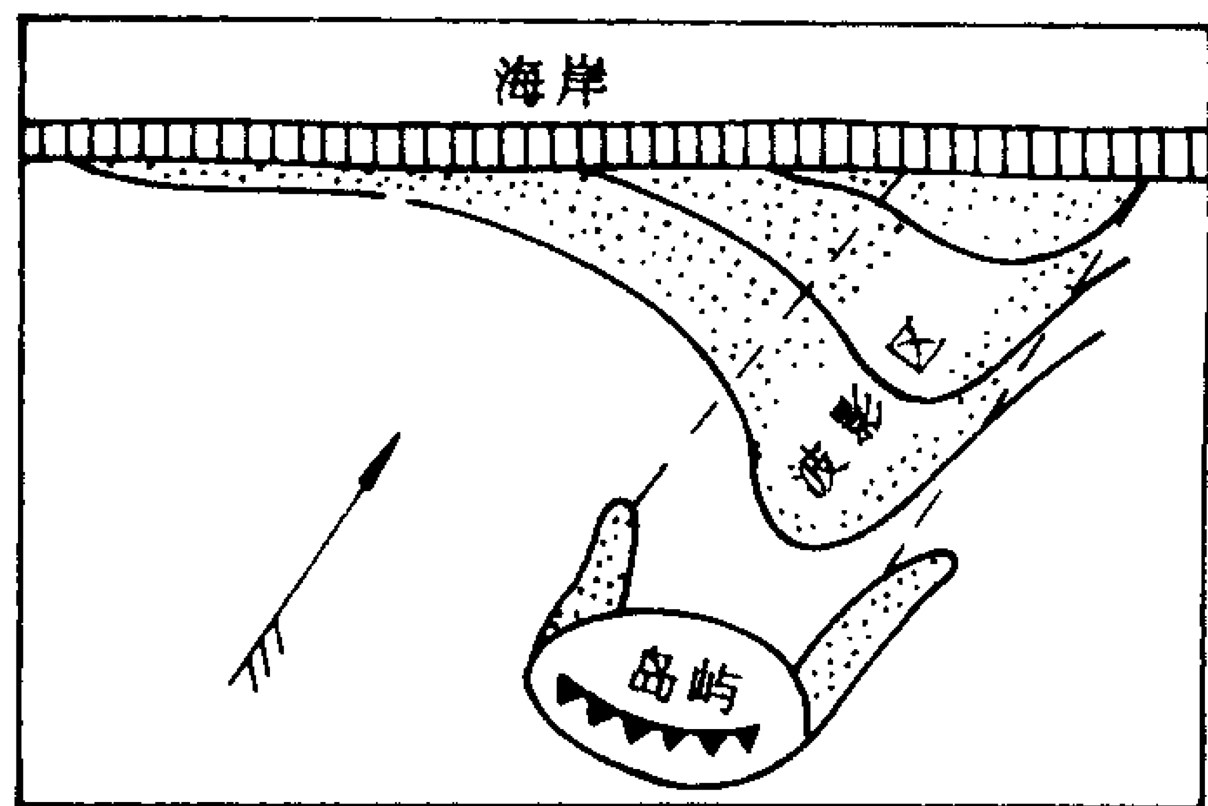


图 5 - 61　沙嘴的形成

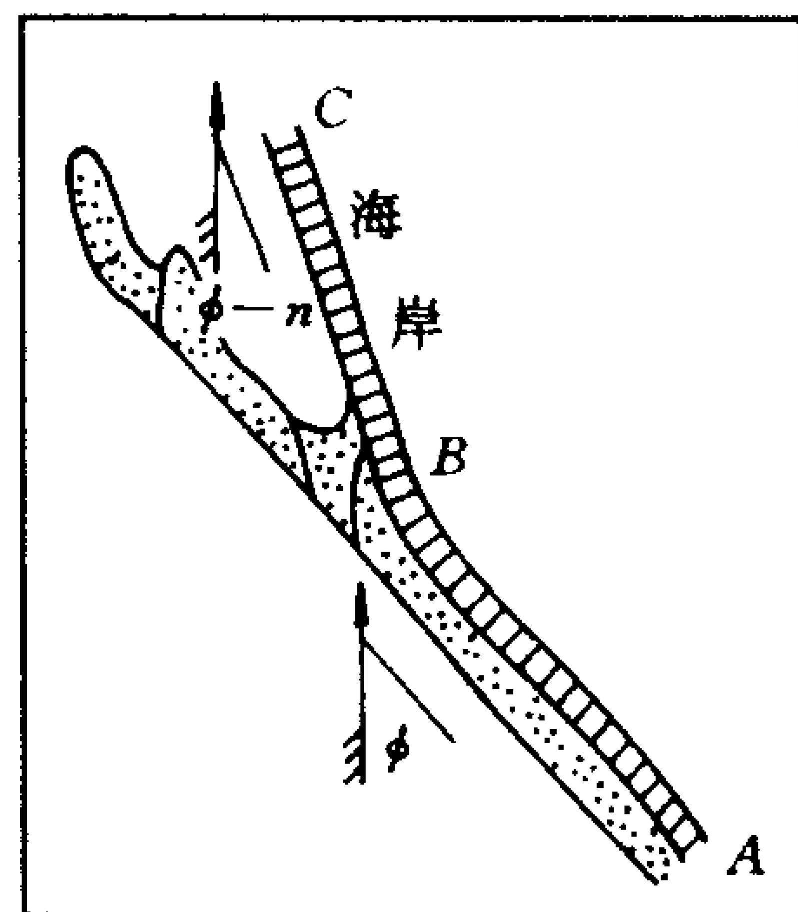


图 5 - 62　陆连岛及连岛沙坝的形成

以上所述，是基岩砂砾质海岸主要在波浪作用下形成的地貌。在粉砂淤泥物质来源丰富、潮汐作用强盛的地方，则形成粉砂淤泥质海岸地貌。这种海岸组成物质含有大量的水分，地势平缓，宽度很大。动力作用主要是波浪、潮流掀动和携运泥沙，并在一定条件下发生堆积。这类海岸带涨潮流速大于落潮流速，涨潮流由于流速快，水量大，常常使大量悬浮质泥沙向岸推进。摩擦作用使流速逐渐减低，泥沙沿途沉积下来。而落潮流速小，输沙能力低，泥沙不能全部带走。因此在一次全潮后，有一部分泥沙沉积在海岸带，使之维持极平缓的坡度。潮流携带的粉砂淤泥物质到处分布，并可在任何天然深槽或港口的通海航道、港池等堆积下来，发生回淤

粉砂淤泥质海岸可分为上下两部分(图 5 - 63)：下部为涨潮时淹没、落潮时露出的部分，称

为泥滩,表面分布有涨落潮冲刷形成的潮沟网。上部位于平均高潮面以上,只有特大高潮才淹没,多生长盐生植物,称为草滩。

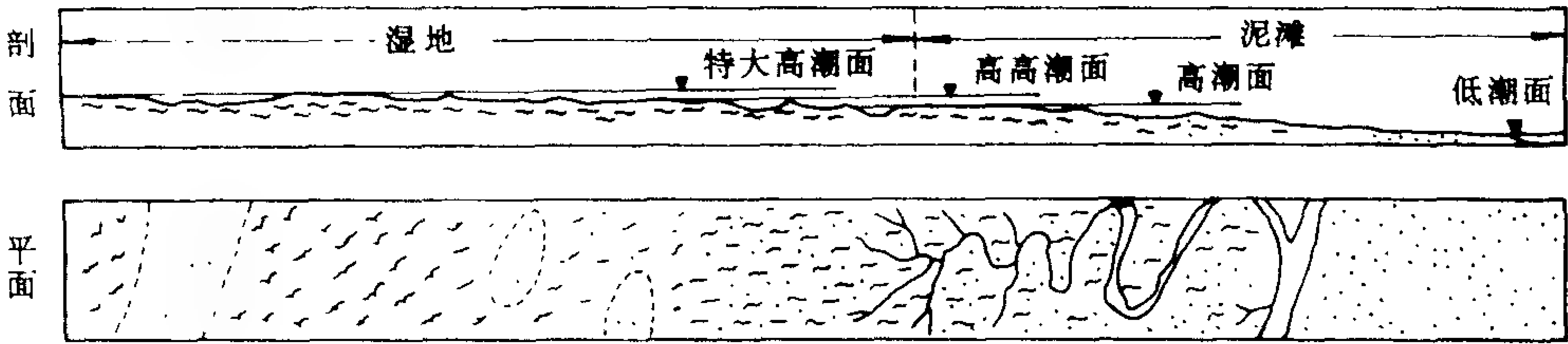
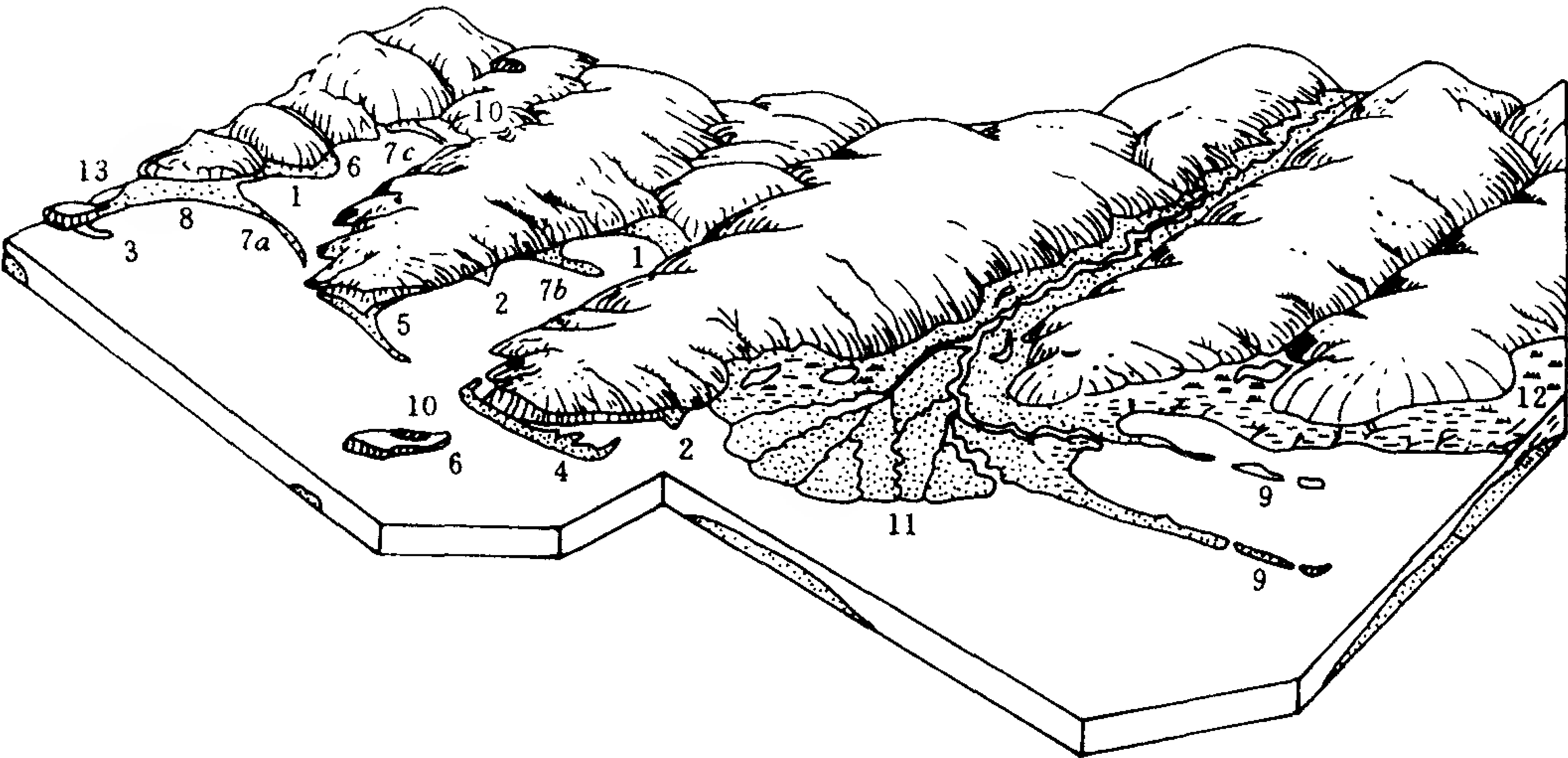


图 5-63　粉砂淤泥质海岸结构

海积地貌可以归纳成四大类:即毗岸地貌如海滩(包括泥滩)等;接岸地貌如各种沙嘴等;封岸地貌如拦湾坝、连岛坝等;离岸地貌如离岸坝等(图 5-64)。



1.海滩;　2.三角滩;　3、4、5.沙嘴;　6.环状沙坝;
7.拦湾坝(7a 湾口坝,7b 湾中坝,7c 湾内坝);8.连岛坝;　9.离岸坝;
10.潟湖;　11.三角洲;　12.泥滩;　13.陆连岛

图 5-64　海积地貌的形态类型

二、海岸的分类

通常把海岸分为岩岸和砂岸(包括粉砂淤泥质海岸)。

(一) 岩岸(山地海岸)

岩岸还可以按海岸带地貌排列方式,或其他地貌特征而分为:

1) 海水淹没与海岸直交的谷地,称为里亚式海岸,以西班牙的里亚地区为典型。我国山东

半岛的荣成湾一带海岸亦属此类。

2）海水淹没与海岸平行的谷地，形成达尔马提亚式海岸，以亚得里亚海的达尔马提亚海岸为典型。

3）海水淹没山地古冰川U形谷，形成峡湾海岸，挪威西岸表现得最典型。上述三种山地港湾岸由于水深而岸线曲折，常被开辟成优良海港。

4）断层海岸，这种海岸断层分布，岸线平直。台湾东岸属于这类海岸。

5）海水淹没海岸的岩溶山地，形成岩溶海岸。我国大连市黑石礁一带属于岩溶海岸。

（二）沙岸

沙岸大部分属平原海岸，还可以分为：

1）三角洲海岸，分布于河流入海三角洲沿岸。

2）淤泥堆积平原海岸，例如苏北海岸。

3）潟湖岸，沿岸有潟湖分布。

4）海水淹没平原河口，形成溺谷海岸，又称江湾海岸。这种溺谷常在河口形成横向沙嘴，甚至封闭河口成为潟湖。秦皇岛两侧即有不少未封闭的溺谷。

5）溺谷经潮流和波浪的强烈冲刷扩展成喇叭形，便成为三角湾海岸（图5-65）。

此外，低纬度海区还有珊瑚礁海岸和红树林泥滩海岸。

我国的海岸类型相当复杂。山地港湾岸有复式排列的特点，这是因为我国沿海的构造地貌排列方式除与海岸线大致平行的北东、北北东走向外，还有北西走向的，两者互相交叉。北东走向的较宽广深大，北西走向的多深入大陆。我国平原海岸的主要类型是淤泥堆积平原海岸、三角洲海岸和三角湾海岸等。淤泥质堆积平原海岸分布于辽东湾、渤海湾和莱州湾，以及辽阔平直的苏北海岸。长江、黄河和珠江等河口发育着我国最大的三角洲海岸。钱塘江口则是三角湾海岸。

三、海底地貌与海底沉积

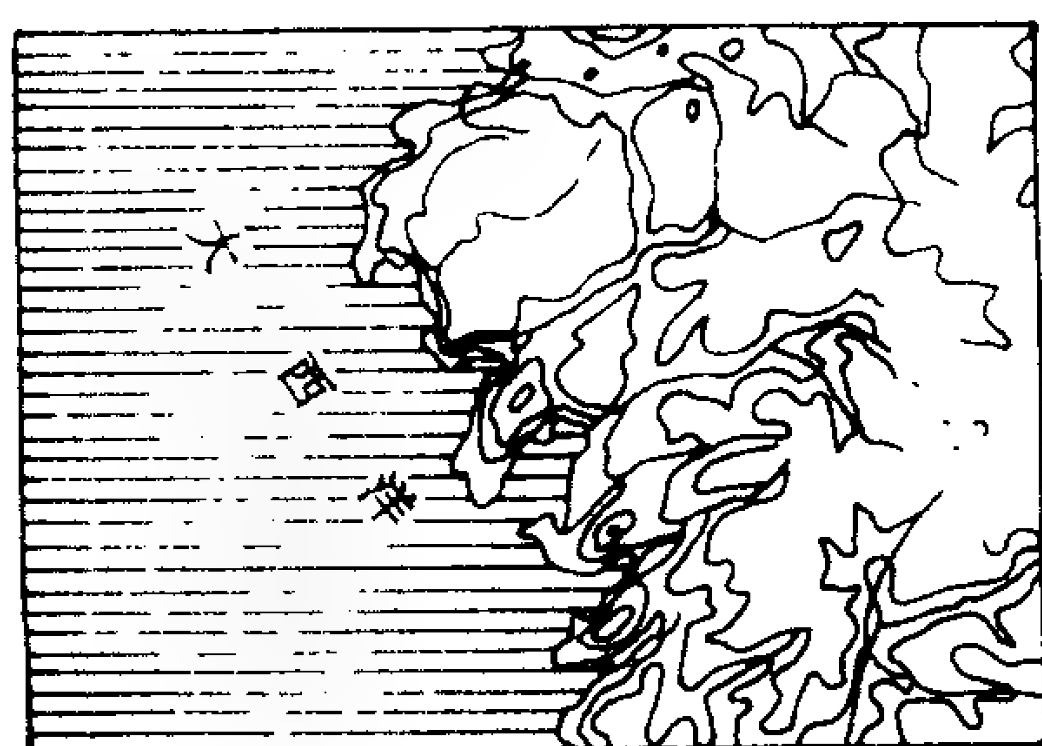
（一）海底地貌

海底和陆地一样是起伏不平的，有高山、深谷，也有广阔的平原和盆地。海底的靠近大陆、并作为大陆与大洋盆地之间过渡地带的区域称为大陆边缘。在构造上大陆边缘是大陆的组成部分。大陆边缘主要包括大陆架、大陆坡和大陆隆三个地貌类型。在真正的大洋盆地中，除深海平原外，还有大洋中脊、大洋隆起等地貌类型。

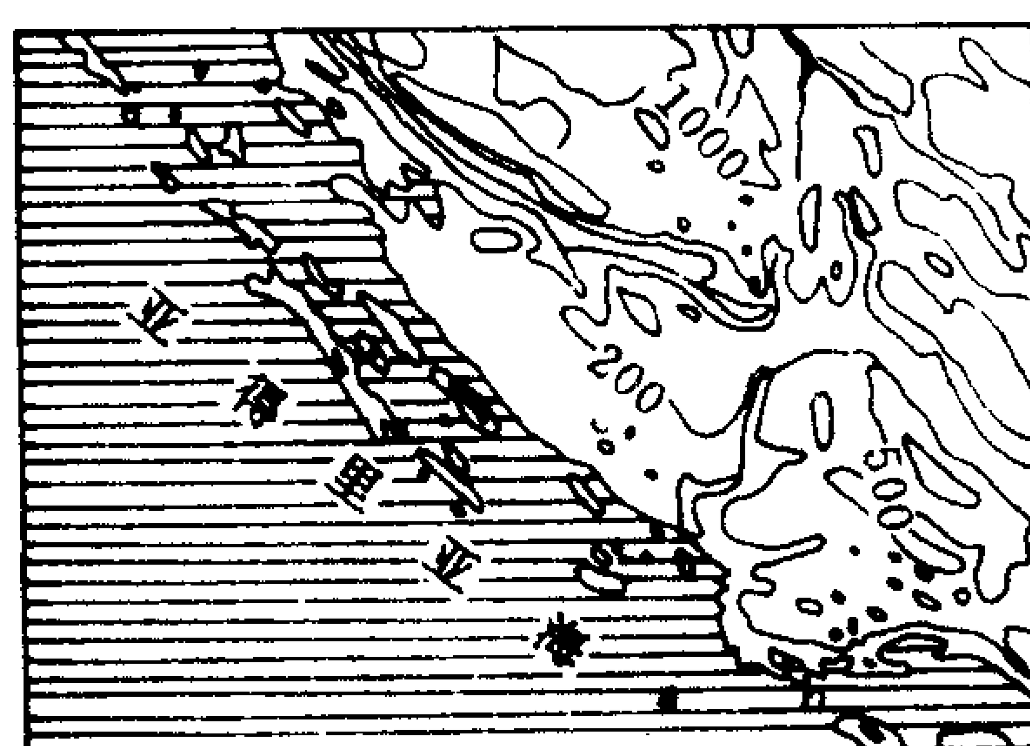
1．大陆架　大陆架是大陆的水下延续部分，广泛分布于大陆周围，平均坡度只有0.1°，其深度在低纬区一般不超过200 m，在两极可达600 m。宽度可以差别很大，在多山海岸如佛罗里达东南岸外，几乎没有大陆架；而在另一些地区，如西伯利亚岸外的北冰洋大陆架、阿拉斯加岸外的白令海大陆架及我国东海大陆架等，宽度却可达数百千米至上千千米以上。可见，大陆架是一个广阔平坦的浅海区。大陆架主要由第四纪冰川性海面变动与地壳运动相互作用造成。断层、单斜构造、准平原沉陷于海底，也可以形成大陆架。

2．大陆坡　大陆坡位于大陆架与深海底之间，它是大陆和海洋在构造上的边界。宽15～100 km，深度最大可至3 200 m或更深，坡度约3°～6°，坡面上常有海底峡谷，故地表比较破碎。

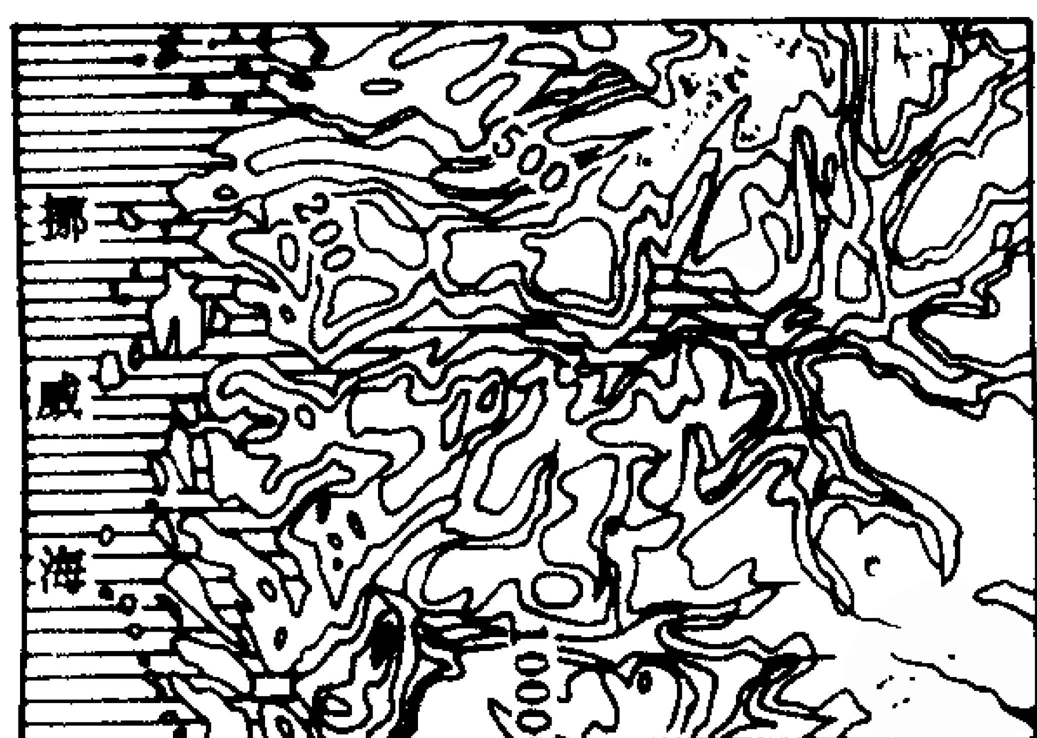
3．大陆隆　大陆坡下部与深海底之间，坡度转缓后形成的平缓隆起地带称为大陆隆（大陆



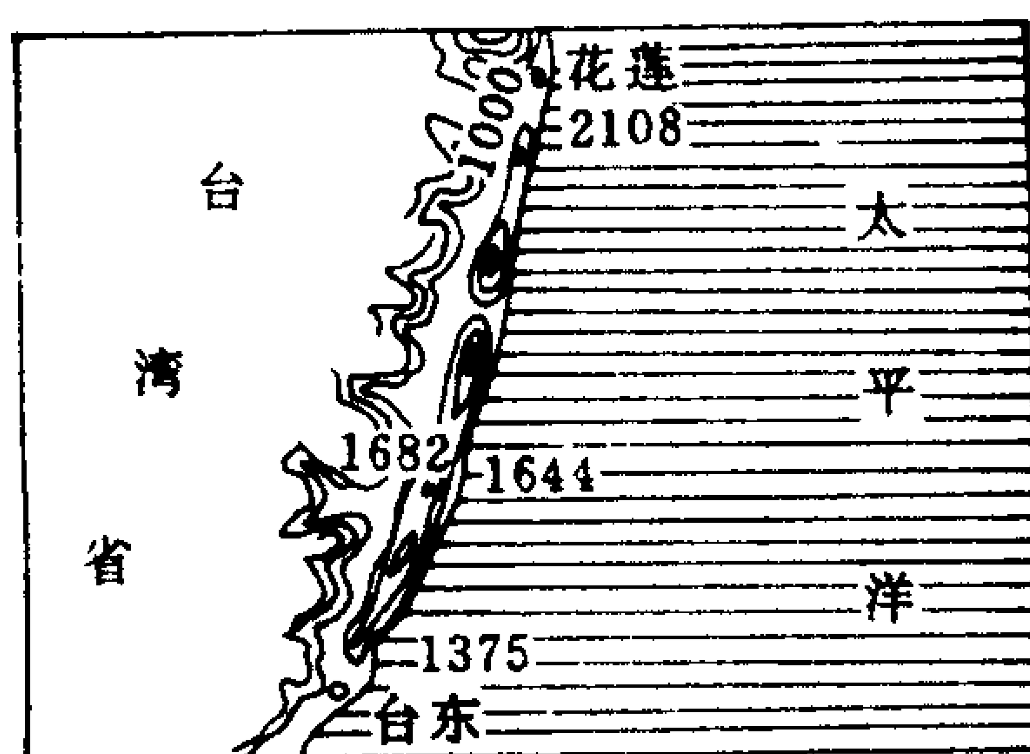
a. 里亚式海岸



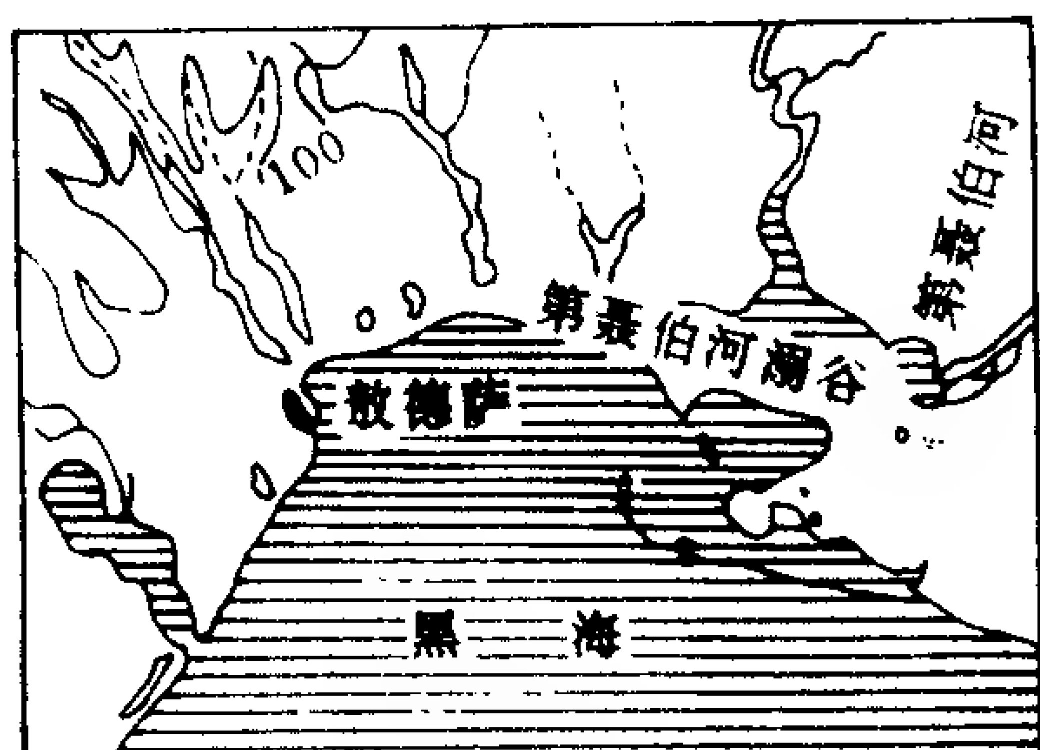
b. 达尔马提亚式海岸



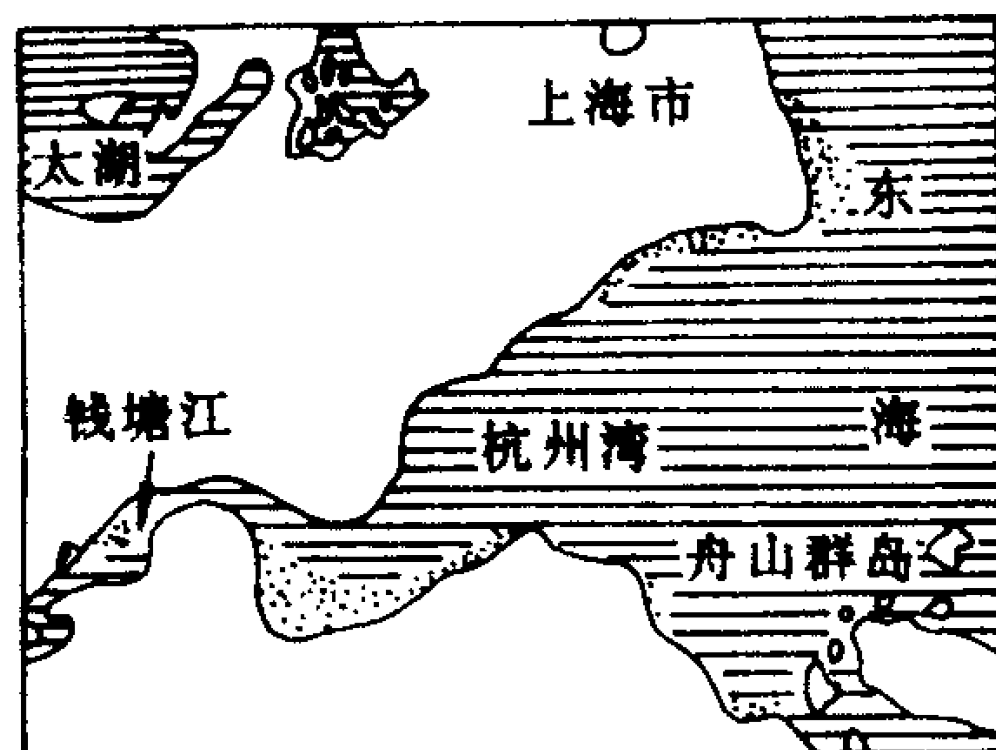
c. 峡湾海岸



d. 断层海岸



e. 溺谷海岸



f. 三角湾海岸

图 5-65 几种海岸类型

基),水深 2 000~5 000 m,因地而异,宽度也变化很大,由 80~1 000 km 不等,其面积约占海底总面积的 5%。

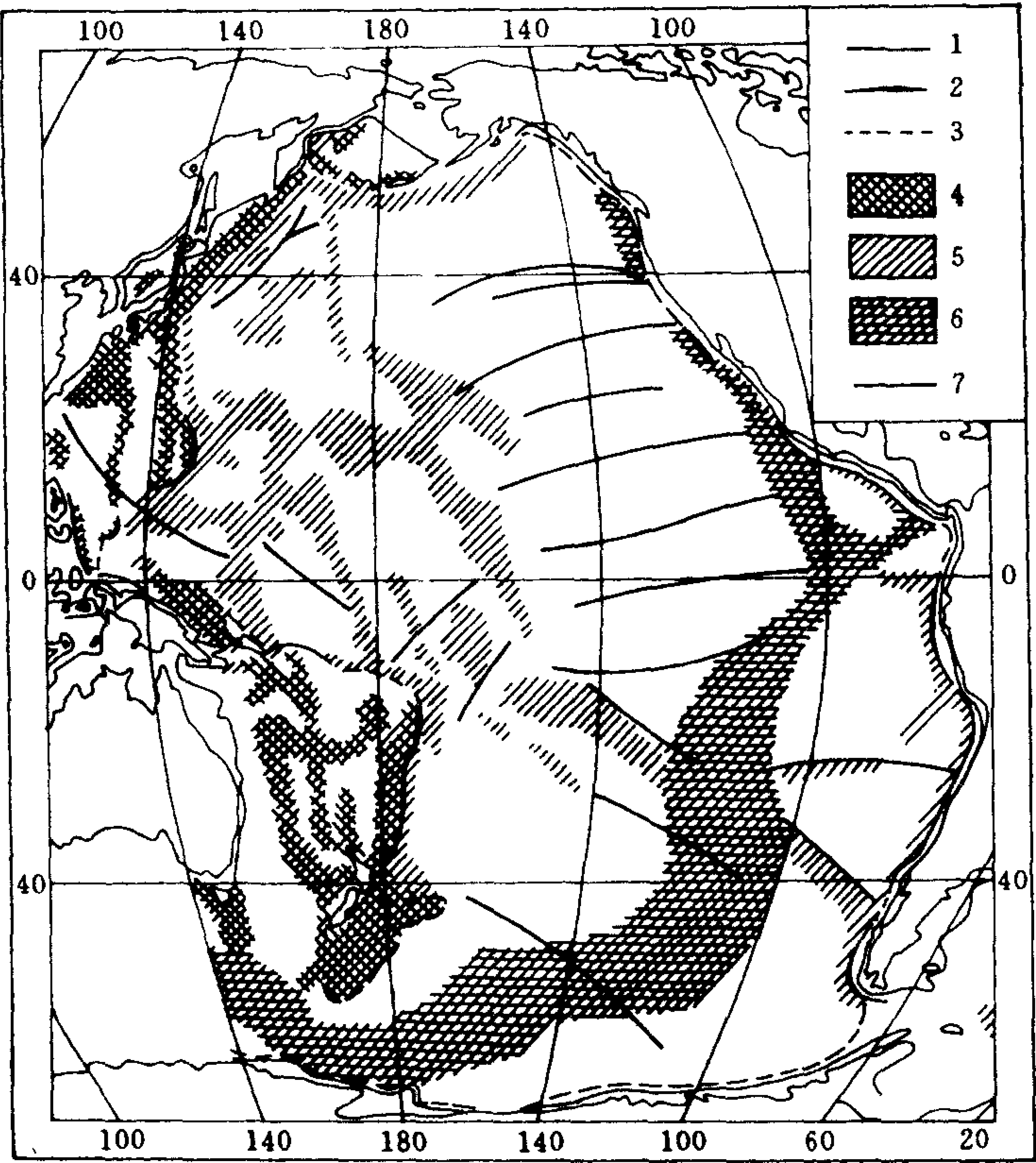
4. 边缘海沟 边缘海沟是与大陆坡相邻的狭长深海凹地,通常与岛弧同时出现,延伸方向也与之一致,横剖面呈不对称 V 型,平均坡度 5°~7°,宽数十千米至上百千米,长可达数千千米,深度往往在 6 500 m 以上,有现代火山活动并且是地震震源所在。

5. 弧后盆地 弧后盆地也是与岛弧相联系的地貌类型,是一种椭圆形或等轴状的表面平坦的深水盆地,位于岛弧内侧、其形成与地幔物质在岛弧内侧的上升导致海底微型扩张有关。

6. 深海平原 深海平原主要分布在 4 000~6 000 m 深度上,但最浅者仅 2 600~3 100 m,最深者则可达 6 100~6 900 m。一些深海平原表面近似水平或略呈波状起伏,坡度不超过 2′~5′。另一些深海平原上则因火山活动而有平顶丘陵和山岗突起,或因断裂作用而出现阶地及海沟。

7. 大洋隆起　大洋隆起具有复杂的形态，有的为块状山，如西北太平洋东南部的沙特斯基隆起；有的为线状山脉，如夏威夷海岭。它们把深海平原分隔成一个个盆地，其间的相对高度常可达 2 000 m 以上，甚至 4 000 m。

8. 大洋中脊　大洋中脊是大洋盆地中最重要的地貌形态。其主体从北冰洋起，经大西洋、印度洋至东太平洋，一直延伸到阿留申深海盆地附近。总长度超过 80 000 km。不同部分分别有中北极隆起、中大西洋海岭、中印度洋海岭、东太平洋海岭等名称。大洋中脊往往高出深海底 6 000 ~ 8 000 m，但其顶部距海面的深度颇不一致，有时甚至突出海面形成岛屿，如冰岛、亚速尔群岛等。大洋中脊系统并不完全连贯，而是常被转换断层切割成小段，相邻段落的中轴位移通常约数十至 100 km，最大者达到 750 km。中脊轴部为相对深度 2 000 m 以上、宽 15 ~ 50 km 的裂谷。高峻的平行峰脊分布在裂谷两侧，地势相当陡峭崎岖。图 5 - 66 表示太平洋底的巨型地形形态。



1. 大陆浅滩外缘； 2. 大洋深水海沟； 3. 过渡带外缘；
4. 过渡带的隆起； 5. 大洋床的隆起； 6. 隆起处的大洋中脊； 7. 深大断裂

图 5 - 66　太平洋底巨型地形形态图(据 Г.Б.乌金采夫)

(二) 海底沉积物

1. 近海沉积　近海沉积是指大陆架上的沉积。近海区由于深度不大，波浪和潮汐都有影响，堆积了大量较细的陆源物质；阳光可以照射到海底，光温条件适合生物繁殖，生物种类和数量

很多,化学沉积物也比较容易聚集 所以近海区机械沉积、化学沉积和生物沉积都很重要。

(1) 机械沉积:主要是河流、海浪和风搬运来的陆源物质,沉积物以中粒、细粒及泥质居多,很少有粗大砾石 近海机械沉积物经过一定的分选,愈离开大陆颗粒愈细;沉积物具有明显的水平层理。

(2) 生物沉积:近海区繁殖着大量浮游生物,如硅藻、腹足类、头足类和鱼类,还有珊瑚、石灰藻、软体动物等底栖生物,不仅种类多,数量大,繁殖速度也快。死亡后部分遗体混入机械沉积,部分聚集形成单独的生物沉积。固结后即为石灰质砂岩、泥灰岩或石灰岩。珊瑚只能在温度不低于 20 ℃,深度 80 米,盐度正常和比较清洁的海水中生长,是石灰岩的积极建造者。

(3) 化学沉积:河流带来的溶解物质是近海化学沉积最主要的物质来源。据估计,每年由河流带进海洋的溶解物质约 $25\times10^8\sim55\times10^8$t。而海水中的溶解物质更高达 5×10^{16}t,当其过饱和时,这些物质便逐渐结晶,沉淀在海底。通常是铝、铁、锰的氧化物最先沉积,其次为磷酸盐、硅酸盐,最后是碳酸盐。但碳酸盐数量最多,尤其是碳酸钙和碳酸镁,形成了大量的石灰岩和白云岩。

2. 远海沉积 深海区面积虽广,但沉积物不多。和近海区相比较,机械沉积的物质来源大大减少,陆源物质很难到达深海,只有风吹来的少量微尘,洋流携带的细小物质,以及火山灰。生物沉积、化学沉积的数量也较少

海洋沉积之区分为近海和远海两类,实际上表现了它的环陆分带性特征。海洋沉积物的物质组成和粒度成分都随与陆地距离的增加而有规律的变化:陆源沉积物逐渐被生物沉积代替,粗粒物质逐渐转变为细粒物质,沉积速度也逐渐减小。但是,环陆分带性并不是海洋沉积物唯一的分布规律。现代海洋沉积分带性原理揭示,海洋沉积物的分布还受纬度地带性和垂直分带性影响。由于地理-气候特征对各种沉积因素起着决定性作用,因此,海洋沉积也随纬度而变化。高纬、中纬和低纬区水热状况的差异,决定了向大洋搬运并在其中沉积的陆源物质的特征差异。大洋水循环系统和水动力条件,底栖生物和浮游生物的新陈代谢作用和各种沉积矿物组合的化学沉积特性等,也在很大程度上受地理-气候因素制约。例如,抱球虫软泥、红色深水粘土、硅质放射虫软泥和珊瑚沉积集中分布于热带和亚热带海域,而冷水硅藻软泥则大量发育在环南极海洋和北太平洋北部。

不同深度海水的温、压、光照条件、营养状况等一系列差异,是造成海洋沉积垂直分带性的重要原因。以印度洋和太平洋为例,4 600 ~ 4 700 m 深度以内的大陆坡、海底高地和海岭上分布有孔虫软泥。超过此深度后,即转变为放射虫软泥和红色粘土。

值得注意的是,环陆分带性、纬度地带性和垂直分带性往往受到火山和海底基岩露头等地区性因素干扰,因而使海洋沉积物的分布复杂化。浊流沉积也是例证之一。

主要参考书

1. 北京大学等.地貌学.北京:人民教育出版社,1978
2. 杨景春.地貌学教程.北京:高等教育出版社,1985
3. 王颖,朱大奎.海岸地貌学.北京:高等教育出版社,1994
4. 吴正.风沙地貌学.北京:科学出版社,1987

5. 刘东生等.黄土与环境.北京:科学出版社,1985
6. 任美锷等.岩溶学概论.北京:商务印书馆,1983
7. 前苏联科学院西伯利亚分院冻土研究所.普通冻土学.北京:科学出版社,1988
8. Edwin Mckee D. A study of Global sand seas .U.S. Goverment Printing Office.Washington ,1979

第六章 土 壤 圈

第一节 土壤圈的物质组成及特性

一、土壤及土壤肥力的概念

土壤是地球陆地表面能够生长植物的疏松表层。是一个独立的历史自然体。它不仅具有自身的发生发展过程,而且是一个能从物质组成、形态、结构和功能上进行剖析的物质实体。也是一个无机物和有机物,非生物和生物相结合的物体。

由于人类对土壤的利用方式不同,常对土壤产生不同的概念。在土建、水利、交通运输工程建设中,把土壤作为建筑材料和承压的基础物体;在地球化学过程中,认为土壤是岩石圈表面次生环境中发生元素迁移和形成次生矿物的近期堆积物;在农林牧业生产中,土壤作为天然植物或栽培植物的立地条件。

土壤的基本属性和本质特性是具有肥力。土壤肥力是指土壤为植物生长不断地供应和协调养分、水分、空气和热量的能力。这种能力是由土壤中一系列物理、化学、生物过程所引起的,因而也是土壤的物理、化学、生物性质的综合反映。土壤中养分、水分、空气和热量四大肥力因素不是孤立的,而是相互联系和相互制约的。良好的植物生长,不仅要求土壤肥力各因素同时存在并充分供应,还必须处于相互协调的状态。

土壤是人类生存的重要自然资源,为了从土壤中获取更多的生活必需品,将具有自然肥力的自然土壤,经开发、改造、施肥、播种,产生了质和量的变化,形成了农业土壤。农业土壤不仅受自然因素和自然过程的影响,更重要的是受人为耕作、灌溉和施肥的影响,产生人为的灌淤表层、堆垫表层、肥熟表层和水耕表层,它们的厚度在 18 ~ 50 cm 以上,属于高熟化的人为表层,具有人工肥力。实际上人工肥力是在自然肥力的基础上发展起来的。耕种土壤中自然肥力与人为肥力的综合效应,即为土壤的有效肥力,并将农作物产量作为衡量有效肥力的指标。有效肥力的高低取决于对土壤的投入。当前,农业科技投入愈高,土壤的生产潜力相应增大,耕地的单位面积产量显著提高,全国各地出现了不少吨粮田和高产优质农业区。土壤在合理经营管理之下,其肥力不会因农业利用而耗损,反而会提高。因而土壤可视为是一种永续利用的可更新的再生自然资源。

二、土壤圈在地理环境中的地位和作用

土壤是地理环境统一体中一个组成要素,土壤形成开始于有机体生长的陆地表面岩石的风化层,这些有机体在生命活动中进一步分解了岩石,并从中吸收和集中必需的矿质养料,使陆地

表层富集了植物营养元素和含氮的有机化合物。土壤与岩石的本质区别，在于土壤具有肥力。从历史的长河看，土壤肥力是和生物进化同步发展的。土壤圈在地理环境中总是占据一定的不变位置，处于地球大气圈、水圈、生物圈和岩石圈之间的界面上，是地球各圈层中最活跃最富生命力的圈层之一，它们之间不断进行物质循环与能量平衡。① 土壤圈与生物圈进行养分元素的循环，土壤支持和调节生物的生长发育过程，提供植物所需要的养分、分水与适宜的理化环境，决定自然植被的分布。② 土壤圈与水圈进行水分平衡与循环，影响降水在陆地和水体的重新分配，影响元素的表生地球化学迁移过程及水平分布，也影响水圈的化学组成。③ 土壤圈与大气圈进行大量及痕量气体交换，影响大气圈的化学组成，水分与热量平衡；吸收氧气，释放 CO_2、CH_4、H_2S、氮氧化合物和氨气，影响全球大气变化。④ 土壤圈与岩石圈进行着金属元素和微量元素的循环，土被覆盖在岩石圈的表层，对其具有一定的保护作用，减少各种外营力的破坏。

土壤圈是一个运动的开放的物质与能量系统，与地理环境不断地进行物质和能量的交换和转化。地理环境中的水分、养分、空气和热量不断向土壤输入，引起土壤性质发生变化，形成不同的土壤类型；水分、养分、空气和热量也以相反的方向由土壤向环境传递，引起地理环境产生变异。

由于土壤圈所处的特殊地位，维持和繁衍地球生命所必需的各种营养元素基本上是以有机质形态积累于土壤中，即以太阳光线的动能以生物利用的势能形态集中于土壤有机质中。这样看来，土壤是地理环境中生命的发展条件，它与有机体共同构成陆地生物圈的原始结构单元，即生物地理群落。它在能量的积累和再分配，以及在保持有机体生命所必需的营养元素循环等方面起着全球性的作用。大气圈中的成分在很大程度上是由生命创造的，大气圈中的 CO_2 是绿色植物进行光合作用时释放的，大部分 CO_2 是土壤有机体呼吸时和微生物分解有机质时形成的。海水和海泥包含有土壤的成分。海泥在岩化作用下变成沉积岩，岩石风化后又为成土母质。由此看出，土壤圈是联结各自然地理要素的枢纽，是非生物的无机界与生物有机界联系起来的中心环节。土壤圈对地理环境的作用有以下几方面。

1）土壤圈与地球生命作用，包括土壤圈物质循环的能量变化，生物转化，水循环，碳、氮、硫、磷循环及环境效应。

2）土壤圈与人类生存条件，包括土壤资源区域性开发与管理，综合农业中的动态变化，土壤对农林牧业适宜性评价，营养元素的空间调控，土壤圈中各障碍因素对农业生产的限制作用。

3）土壤圈与自然环境，包括重金属元素在土壤圈中的空间分布、迁移、转化及生存效应；土壤污染物质的来源、分布、变化、迁移、浓集对生物环境的影响及调控；土壤在复合农业生态系统中的功能及优化模式。

4）土壤圈与全球土壤变化，包括自然与人为条件下土壤圈内不同土壤类型的历史演变；现代成土过程基本特性变化预测；土地退化，土壤痕量气体的通量及其对温室效应的影响。

5）土壤圈物质的组成与性质，包括土壤胶体表面的性质，土壤中有害物质的化学行为，土壤水分性质，植物营养元素的化学性质，根际主要微生物的生理生态性质，土壤有机质组成，性质，土壤生态系统的结构，功能等。

从人类生存角度考虑，土壤被看作是农业生产的基本资料，是农田生态系统重要的组成要素，更被看作是以人类社会为主体的整个地区生态系统的重要组成部分。因此，土壤和大气、水、生物和矿藏等，对人类是同等重要的自然资源。

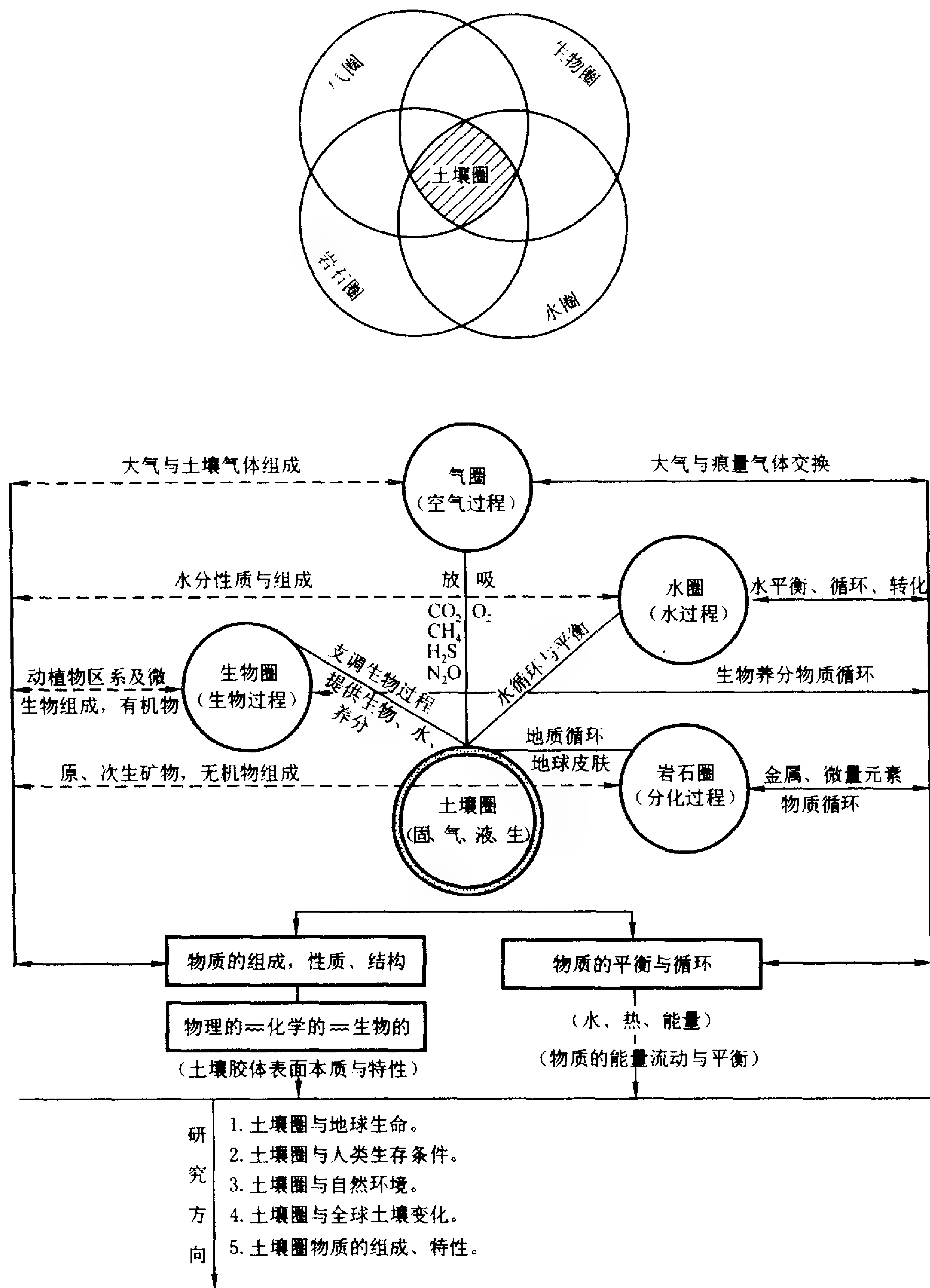


图 6－1　土壤圈的地位、内涵、功能及研究趋向(引自赵其国 1991)

我们还应当注意到，土壤是一个具有生物活性动态变化的复杂自然系统，具有高度非线性和可变性特征。土壤在地球表面上作为一种有限的自然资源，对多种生命的形成和生息繁衍至关

重要。当今,随着世界各国经济的发展及自然资源的日益短缺,土壤不单纯只为农业生产服务,而在全球变化、环境保护、持续农业、城市发展等方面正发挥越来越重大的作用。土壤在生态系统中的重要作用是,保持生物的活性、生产性,调节水体和溶质的流动,过滤、缓冲、降解、固定并解毒无机和有机化合物、工业和城市产生的有害副产品及大量尘降物质,储存并循环生物圈及地表内养分及其他元素,支撑社会经济构架,并保护人类的文明遗产。

上述表明,土壤不仅是粮食、纤维及林产品生产中不可缺少的资源,同时,也是人类整个社会和生物圈共同繁荣的基础。

三、土壤形态

土壤形态,是指土壤和土壤剖面外部形态特征。如土壤剖面构造、土壤颜色,质地结构,结持性,孔隙度等。这些特征可以通过观察者的视觉和感觉来认识。土壤的这些特征是成土过程的反映和外部表现,以土壤的外部形态,可以区分土壤和风化壳的差别,也是区别各土壤类型的重要依据。因此,土壤形态学对于研究土壤的形成和发展,对土壤分类,土壤特性,土壤资源评价都具有重要的意义。

(一) 土壤剖面与土壤发生层次

土壤剖面是指从地表垂直向下的土壤纵剖面,也可将土壤剖面理解为完整的垂直土层序列。它是由性质和形态各异的土层重叠在一起构成的。这些土层大致呈水平状,是土壤成土过程中物质发生淋溶、淀积、迁移和转化形成的。一般将这些土层称为土层或土壤发生层,每一种成土类型都有其特征性的发生层组合在一起,形成不同的土壤剖面。

1. 自然土壤剖面发生层的划分和命名　19 世纪末,俄国土壤学家道库恰耶夫把土壤剖面分为三个发生层,即腐殖质聚积层(A),过渡层(B),母质层(C)。1967 年国际土壤学会提出把土壤剖面划分为有机层(O),腐殖质层(A),淋溶层(E),淀积层(B),母质层(C)和母岩层(R)等六个主要发生层,我国近年也趋向采用。

一般将兼有两种主要发生层特性的土层称之过渡层,如 AB 层,BC 层,BA 层,CB 层等,前一字母代表优势土层。

2. 耕作土壤剖面　耕作土壤因长期受人为耕作、灌溉、施肥活动的影响,其剖面构造与自然土壤不同,主要有以下层次。

耕作层(表土层),属人为表层类,包括灌淤表层,堆垫表层和肥熟表层,厚度一般大于 15 cm,灌淤表层厚度多在 50 cm 以上。由于经常受人为耕作施肥影响,土性疏松,结构良好,有机质含量高,颜色较暗,肥力水平较高。

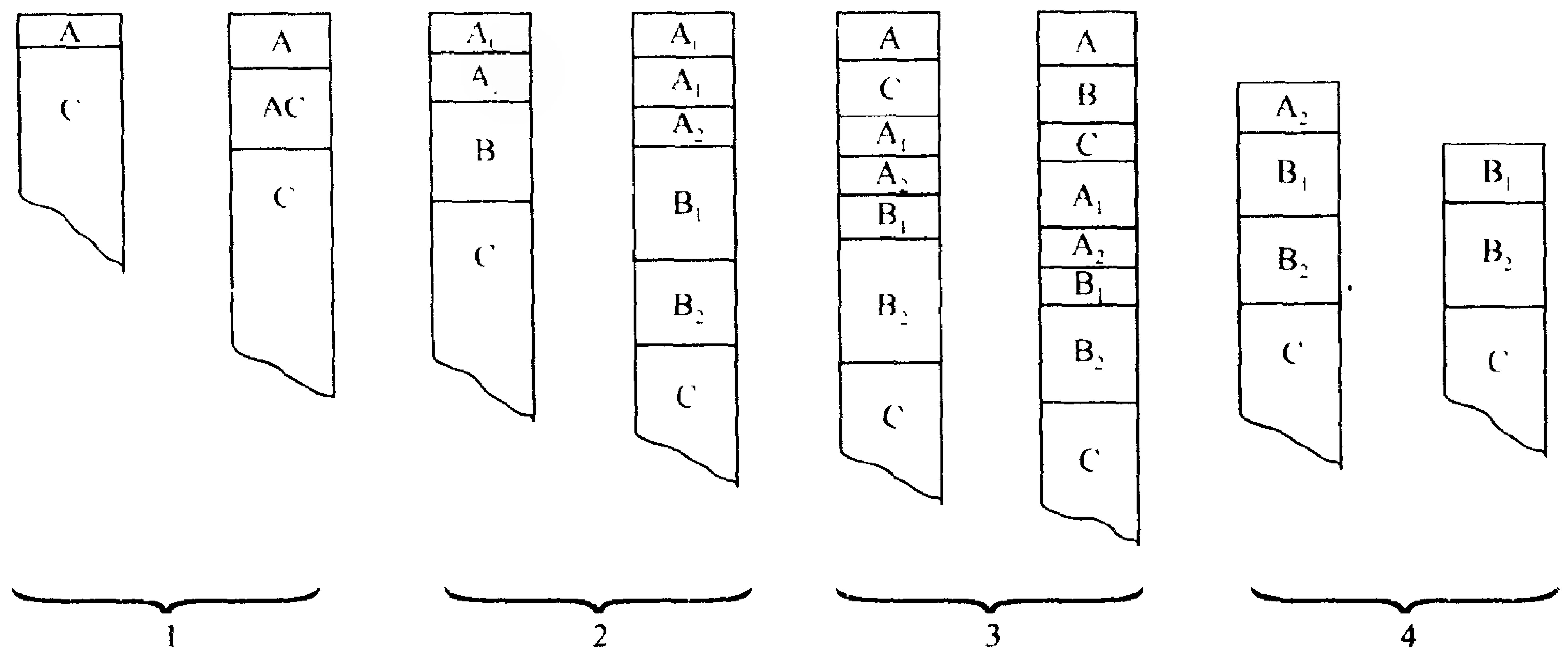
犁底层(亚表土层),在耕作层之下,厚度 10 ~ 20 cm,经长期耕作压实,土壤呈层片状结构,紧实,腐殖质含量比上层减少。

心土层(生土层),在犁底层之下,受耕作影响较小,淀积作用明显,颜色较浅。

底土层(死土层),几乎未受耕作影响,根系少,土壤未发育,仍保留母质特征。

(二) 土壤的一般形态特征

土壤的形态除剖面构造外,还包括土壤颜色,质地,结构,土壤结持性,干湿度,孔隙状况,新生体和侵入体等。



1.发育程度很低的土壤剖面； 2.发育程度良好的土壤剖面； 3.发育过程受干扰的埋藏土壤剖面；
4.受强烈剥蚀的土壤剖面

图 6－2 土壤剖面组合示意图

1. 土壤颜色　是土壤最重要的形态特征之一。根据土壤颜色变化可作为判断和研究土壤成土条件、成土过程、肥力特征和演变的依据。土壤颜色也是土壤分类和命名的重要依据之一。世界上许多土类常常用颜色命名，如红壤，黄壤、黑土，黑钙土，栗钙土，灰钙土等。

黑色表示土壤腐殖质含量高，含量减少则呈灰色；白色是与土壤中含石英、高岭石、碳酸盐、长石、石膏和可溶性盐有关；红色是土壤中含较高的赤铁矿或水化赤铁矿；黄色是水化氧化铁造成的。如果含大量伊利石、云母类矿物和不同水化程度的氧化铁混合物，土壤为棕色；游离氧化锰含量高时，土壤呈紫色；当土壤积水处于还原状态时，因含大量亚铁氧化物，土壤呈绿色或蓝灰色。

上述各种颜色在土壤中很少以单色出现，较常见的是过渡颜色和混合颜色。目前国际上普遍采用芒塞尔土色卡测定和描述土壤颜色，进入了标准化定量阶段。我国在引用芒塞尔土色卡后，根据我国土壤类型特点，研制了《中国标准土壤色卡》，共有 28 种色调，426 个色片，采用芒塞尔颜色序列系统，其命名是用色调(Hue)、亮度(Value)和彩度(Chroma)。

色调，指占优势的光谱色，它与物体的主波长有关。共有 10 个基本色调，其中 5 个是主色调，即 R(红)、Y(黄)、G(绿)、B(蓝)、P(紫)。5 个是中间色调，即 YR(黄红)、GY(绿黄)、BG(蓝绿)、PB(紫蓝)、RP(红紫)。再以 2.5 划分 4 个等级，如 2.5YR、5YR、7.5YR、10YR 等。

亮度，指土壤颜色的相对明亮度，以无彩色(neutral colour)符号 N 作基准，把绝对黑(理想的黑色)作为零，把绝对白(理想的白色)作为 10，灰色在零与 10 之间，这样由零到 10 逐渐变亮。

彩度，指光谱色的相对纯度或强度，也就是一般所理解的浓淡程度。彩度越高，颜色越浓艳。

颜色命名顺序是色调—亮度—彩度。如某土壤的色调为 5YR，明度为 5，彩度为 6，其颜色标记就是 5YR5/6。

2. 土壤质地　是指土壤颗粒的组合特征、一般土壤质地分为砂土、壤土和粘土等。

3. 土壤结构　是指土壤颗粒胶结情况　土壤结构有团粒结构，块状结构，核状结构，柱状结

构，棱柱状结构，片状结构等。

4．松紧度　是指土壤疏松和紧实的程度。常分为很松、疏松、稍紧实、紧实、坚实等级别。

5．孔隙　是指土粒之间存在的空间。它是土壤水分、空气的通道和仓库，决定着液气两相的共存状态，并影响土壤养分和温度状况。

6．土壤干湿度　指土壤干湿程度，反映土壤中水分含量的多少，野外考察时常将土壤分干、润、潮、湿等级别。

7．新生体　指土壤发育过程中物质重新淋溶淀积和聚积的生成物。根据新生体的性质和形状可判断出土壤类型、发育过程及历史演变特征。新生体包括化学起源的和生物起源的两种。前者有易溶盐类，石膏，碳酸钙，二氧化硅粉末，二、三氧化物和锰化合物，氧化亚铁化合物等。后者有蚯蚓和其他动物的粪粒，蠕虫穴、鼠穴斑，根孔等。

8．侵入体　指由外界进入土壤中的特殊物质。包括岩石类中的碎石、砾石和巨石；人为物质中的瓦片、碎砖块、玻璃、陶片、墓葬遗物、金属遗物等；冰冻的冰成物，如冰胶纹、冰结核、冰透镜体、冰间层等；生物遗存物，有动植物化石、动物骨、埋藏的植物根、软体动物的甲壳等。

四、土壤物质组成

土壤是由固相、液相、气相等三相物质组成的，它们之间是相互联系、相互转化和相互作用的有机整体。固相包括矿物质、有机质及一些活的微生物。按重量计，矿物质占固相部分的95%，有机质占5%左右。按容积计，典型土壤中矿物质占38%，有机质占12%，液相和气相占50%，但液相和气相经常处于彼此消长状态，消长幅度在15%～35%之间。

（一）土壤矿物质

土壤矿物质是土壤的主要组成物质，构成了土壤的“骨骼”。土壤矿物质基本上来自成土母质，母质又起源于岩石，按成因分为原生矿物和次生矿物两大类。

1．原生矿物　指各种岩石受到不同程度的物理风化，而未经化学风化的碎屑物，其原有的化学组成和结晶构造均未改变。土壤中的粉砂粒和砂粒几乎全是原生矿物。土壤中原生矿物种类主要有硅酸盐，铝硅酸盐矿物，氧化物类矿物，硫化物和磷酸盐类矿物。它们是土壤中各种化学元素的最初来源。

2．次生矿物　是由原生矿物经风化后重新形成的新矿物，其化学组成和构造都经过改变而不同于原生矿物。次生矿物是土壤物质中最细小的部分，粒径 <0.001 mm，如高岭石类、蒙脱石类和伊利石类，具有胶体性质，常称为粘土矿物，可影响土壤的物理性能和化学性能：包括土壤的吸收性、膨胀收缩性、粘着性等。土壤次生矿物分为三类：简单盐类，次生氧化物类和次生铝硅酸盐类。

3．土壤矿物主要元素组成　地壳中已知的90多种元素土壤中都存在，但含量较多的十余种包括氧、硅、铝、铁、钙、镁、钛、钾、磷、硫及一些微量元素如锰、锌、硼、钼等。从含量看，前四种元素所占比例最多，若以 SiO_2、Al_2O_3、Fe_2O_3 氧化物形式而言，三者之和占土壤矿物部分的75%。其中 SiO_2 所占比例最大，其次为 Al_2O_3 和 Fe_2O_3。土壤中颗粒物质愈粗，SiO_2 含量越高，而 Al_2O_3、Fe_2O_3、CaO、MgO、K_2O、P_2O_5 则较少。土粒愈细，上述物质含量呈相反趋势。

（二）土壤有机质

土壤有机质，概指土壤中动植物残体微生物体及其分解和合成的物质，是土壤固相组成部分。土壤有机质在土壤中数量虽少，但对土壤的理化性质和土壤肥力发展影响极大，而且又是植物和微生物生命活动所需养分和能量的源泉。土壤有机质包括两大类，第一类为非特殊性有机质，主要是动植物残体及其分解的中间产物，占有机质总量的10%～15%；第二类为土壤腐殖质，是土壤中特殊的有机物质，占土壤有机质的85%～90%。

1. 土壤有机质的化学组成　包括碳水化合物、含氮化合物、木质素、含磷含硫化合物。

2. 土壤微生物对有机质转化的作用　土壤中的细菌、放线菌、真菌、藻类和原生动物等，是土壤有机质转化的主要动力。

3. 有机物质的转化　土壤有机质的转化基本上有两个过程。① 矿质化过程，是指进入土壤中的动植物残体，在土壤微生物的参与下，把复杂的有机物质分解为简单化合物的过程。在通气良好条件下生成 CO_2、H_2O、NO_2、N_2、NH_3 和其他矿质养分，分解速度快，彻底，放出大量热能，不产生有毒物质。在通风不良条件下分解速度慢，不彻底，释放能量少，除产生植物营养物质外，还产生有毒物质，如 CH_4、H_2S、H_2 等。② 腐殖质化过程，是指进入土壤的动植物残体，在土壤微生物的作用下分解后再缩合和聚合成一系列黑褐色高分子有机化合物的过程。主要产物有黄色溶液富里酸和棕色沉淀物胡敏酸，二者占腐殖质总量的60%。

4. 有机质对土壤肥力的作用　① 土壤有机质含有丰富的植物所需要的营养元素和多种微量元素，不断供应植物吸收利用。② 土壤有机质具有较强的代换能力，可以大量吸收保存植物养分，以免淋溶损失。③ 土壤有机酸和氨基酸等是络合剂，与钙、镁、铁、铝形成稳定性络合物，能提高无机磷酸盐溶解性。④ 二、三羧基羧酸与金属离子形成稳定络合物的能力较强，有活化土壤微量元素的作用。⑤ 土壤有机胶体是一种具有多价酸根的有机弱酸，其盐类具有两性胶体的作用，有很强缓冲酸碱化的能力。⑥ 腐殖质是胶结剂，能使土粒形成良好的团粒结构，改善土壤耕性。⑦ 腐殖质色暗，可增加土壤吸热能力，同时其导热性小，有利于保温。

（三）土壤水分

土壤水分是土壤重要组成成分和重要的肥力因素。它不仅是植物生活所必需的生态因子，也是土壤生态系统中物质和能量的流动介质。土壤水分存在于土壤孔隙中。

1. 土壤水分的来源及损耗　土壤水分主要来源于大气降水、地下水和灌溉用水，水汽的凝结也会增加极少量的土壤水分。土壤水分的损耗主要有土壤蒸发，植物吸收利用和蒸腾，水分的渗漏和径流。

2. 土壤水分平衡　土壤水分的收入和消耗使土壤含水量相应变化的情况，叫土壤水分平衡，其表达式为：

$$\Delta 水 = 水_{收入} - 水_{支出}$$

土壤水分含量受土壤水分收入和消耗的制约，当水分收入大于消耗时，土壤水分含量增大，反之则减少，当收入和消耗相等时，土壤水分的含量保持不变。

3. 土壤水分类型　土壤水分主要分为吸湿水、毛管水和重力水等类型。吸持这种水分的吸力或张力取决于土壤水分存在数量。数量愈大，张力愈小。

吸湿水，是指土壤颗粒表面张力所吸附的水汽分子。土壤颗粒与水汽分子间的吸力为 $3.14 \times 10^{10} \sim 1.01 \times 10^{9}$Pa，因此不能移动，植物不能吸收。当土壤空气相对湿度达到饱和，土壤吸湿

水为最大值时，称最大吸湿水

毛管水，是指毛管孔隙中毛管力吸附保存的水分。毛管水是自由液态水，引力为 $6.08 \times 10^5 \sim 2.03 \times 10^5$ Pa，是土壤中植物利用的有效水分。毛管水可由毛管力小处向毛管力大处运动，从粗毛管向细毛管移动，从溶质浓度低处向浓度高处移动。毛管水有两种：一是毛管上升水，是地下水沿毛管上升而存在于土壤毛管孔隙中的水分；另一是毛管悬着水，与地下水无联系，由降水和灌溉保存在土壤上层毛管中的水分。毛管悬着水达到最大时的土壤含水量，称田间持水量。

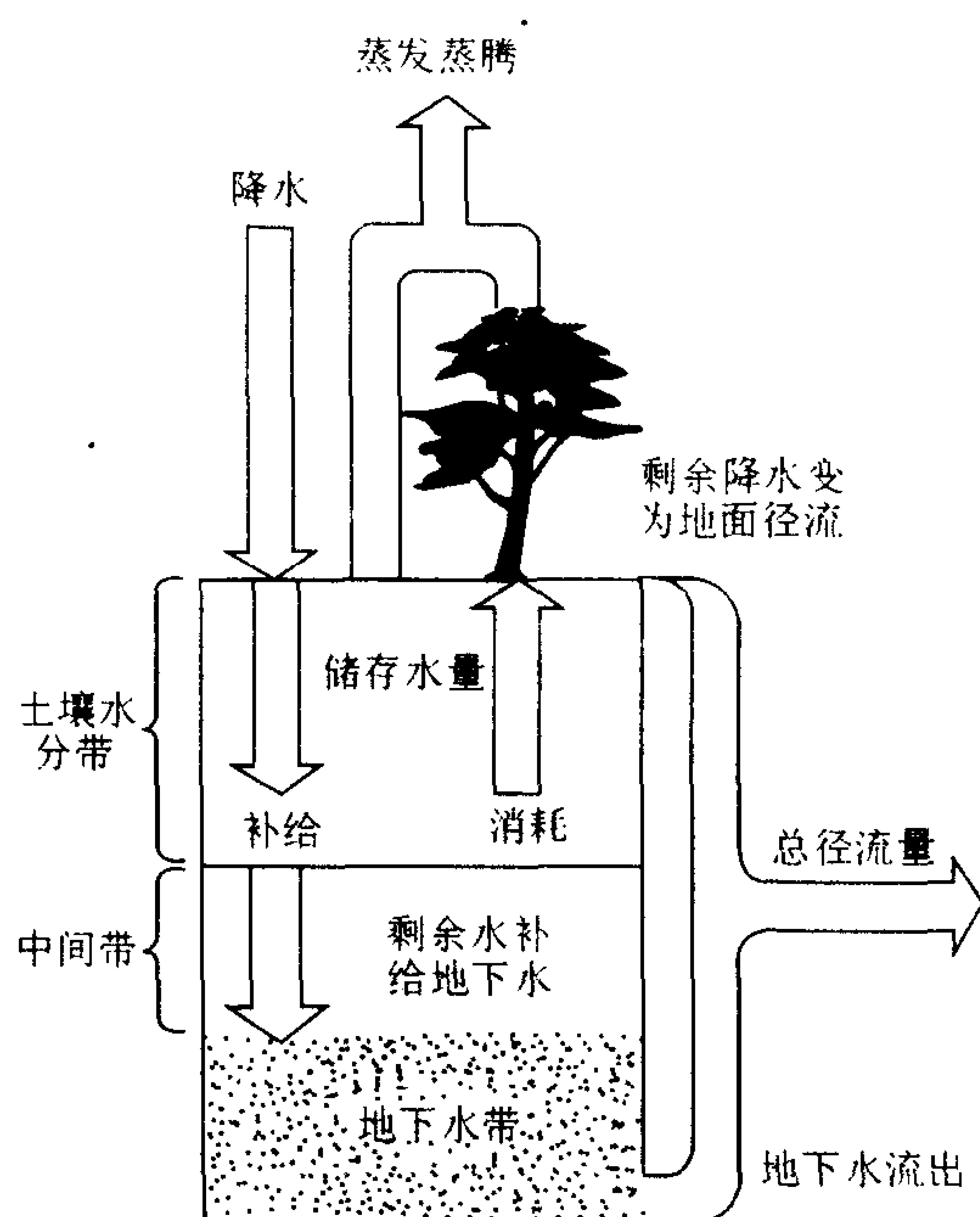


图 6－3　土壤水分类型间的联系及其有效性示意图

重力水，是指土壤水分含量超过田间持水量时沿土壤非毛管孔隙向下移动的多余水分。当重力水向下移动没有受到不透水层阻隔，一直渗透到地下水中的水分为自由重力水。若受到不透水层阻隔而在其上潴积下来的水分，称重力支持水或叫上层滞水。当土壤孔隙全部充满水分时为全蓄水量或饱和持水量。

上述可知，因受各种因素的作用，凋萎系数与田间持水量之间的土壤水分属有效水分，可以被植物吸收利用。

（四）土壤空气

土壤空气是指土壤孔隙中存在的各种气体混合物。土壤空气主要来自大气，它的组成成分和大气基本相似，以 O_2、N_2、CO_2 及水汽为主要成分，但在质和量上与大气成分有所不同。由于土壤生物生命活动的影响，二氧化碳比大气中含量高，而氧含量比大气低。CO_2 在土壤空气中的含量为 0.15% ~ 0.65%，大气中只有 0.033%，二者差十至数十倍；氧在土壤空气中的含量为 10.36% ~ 20.73%，通气不良的土壤空气中含量低于 10%，大气中含量为 20.96%。土壤空气中的水汽大于 70%，大气中小于 4%，二者相差甚远。氮的含量大气中为 78.1%，土壤空气中为 78% ~ 86%，因土壤固氮微生物能固定一部分氮气，增加土壤氮素含量，而土壤中进行的硝化作用和氨化作用，氮素又转化为氮气和氨释放到大气中，二者中的氮基本保持平衡。

五、土壤组成物质之间的相互作用

土壤组成物质具有一定的能量特性，它不但与其所处的环境条件之间进行着物质交换和能量转化，而且各种组成物质之间也进行着物质交换和能量转化，包括物理作用，化学作用和生物作用。其结果形成一些具有特殊功能的物质综合体，如土壤腐殖质、土壤溶液，土壤胶体等，赋予土壤以新的特性。

（一）土壤机械组成

土壤是由大小不同的土粒按不同的比例组合而成的，这些不同的粒级混合在一起表现出的

土壤粗细状况，称土壤机械组成或土壤质地。国际上土壤粒级划分有多种标准，如下表：

表 6－1　土壤粒级划分标准

单粒直径 mm	中国制		国际制		原苏联制(卡庆斯基)		美国制
3.0	石砾		石砾		石		石砾
2.0	石砾		石砾		砾		石砾
1.0	粗砂粒	砂粒	粗砂粒	砂粒	粗、中砂	物理性砂粒	砂粒
0.25	细砂粒	砂粒	粗砂粒	砂粒	细砂	物理性砂粒	砂粒
0.2	细砂粒	砂粒	细沙粒	砂粒	粗粉粒	物理性砂粒	砂粒
0.05	粗粉粒	粉粒	粉粒		粗粉粒	物理性砂粒	粉砂
0.02	粗粉粒	粉粒	粉粒		中粉粒	物理性粘粒	粉砂
0.01	细粉粒	粉粒	粉粒		中粉粒	物理性粘粒	粉砂
0.005	泥粒(粗粘粒)		粉粒		细粉粒	物理性粘粒	粉砂
0.002	泥粒(粗粘粒)		粘粒		细粉粒	物理性粘粒	粘粒
0.001	胶粒(粘粒)		粘粒		粘粒	物理性粘粒	粘粒

土壤质地分类是以土壤中各粒级含量的相对百分比作为标准。国际制和美国制采用三级分类法，即按砂粒、粉砂粒、粘粒三种粒级的百分数，划分砂土、壤土、粘壤土、粘土四类十二级。这种土壤质地分类法还可用一个三角表加以表示(图 6－4、表 6－2)。前苏联制采用双级分类法，即按物理性粘粒和物理性砂粒的含量百分数划分为砂土、壤土及粘土等三类九级(表 6－2)。

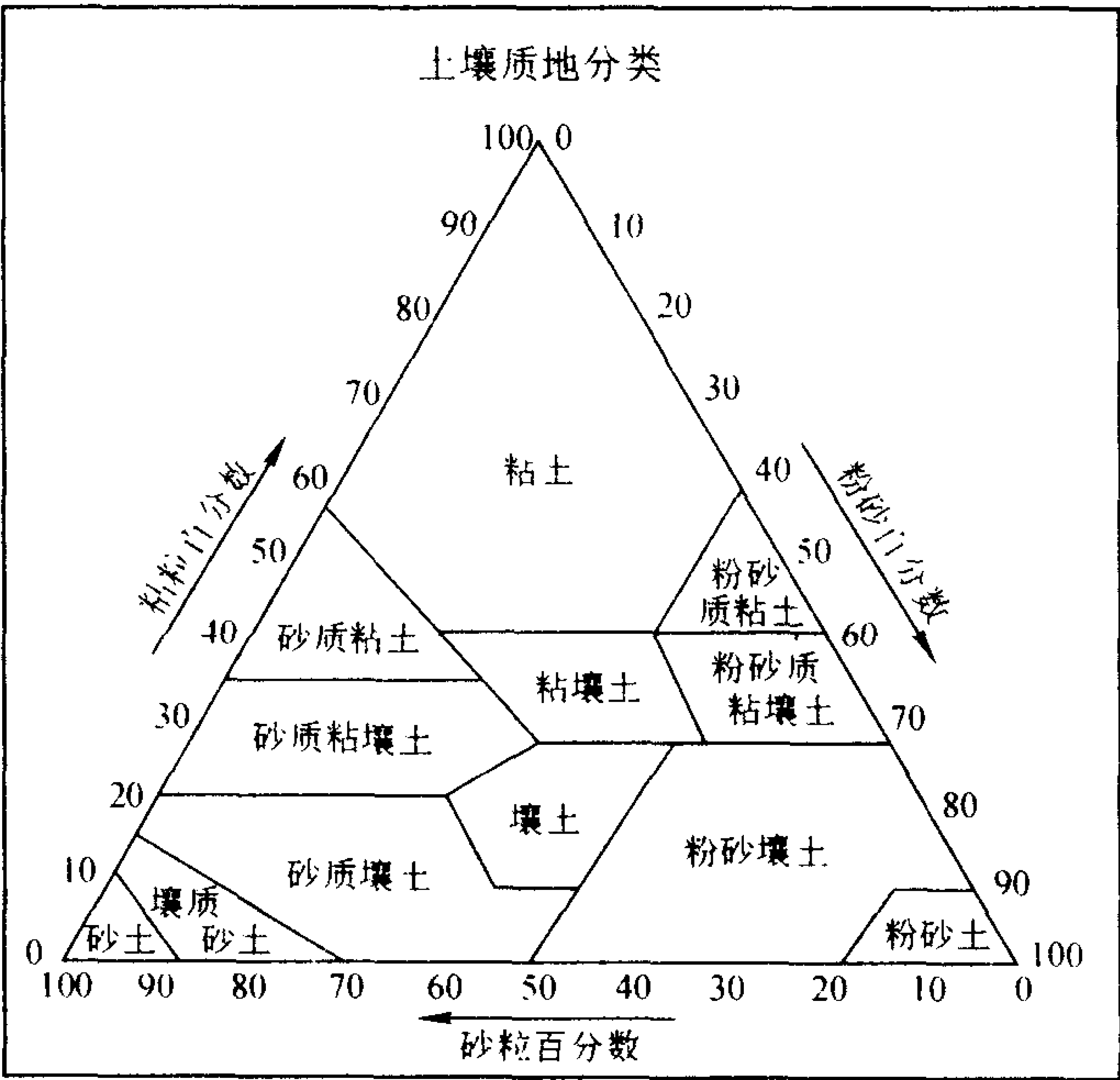


图 6－4　美国土壤质地分类三角表

我国的土壤质地分类，以往采用国外划分标准，近年来在总结土壤普查和过去工作的基础上，拟定了我国土壤质地的分类方案（表6－4）。

表6－2　国际制和美国制土壤机械组成分类标准

土壤质地		粗组百分数范围					
类别	名称	砂粒		粉粒		粘粒	
		（国际制）	（美国制）	（国际制）	（美国制）	（国际制）	（美国制）
砂土	砂土及壤砂土	85～100	80～100	0～15	0～20	0～15	0～20
壤土	砂壤土	55～85	50～80	0～45	0～50	0～15	0～20
	壤土	40～55	30～50	35～45	30～50	0～15	0～20
	粉砂壤土	0～55	0～30	45～100	50～100	0～15	0～20
粘壤土	砂粘壤土	55～85	50～80	0～30	0～30	15～25	20～30
	粘壤土	30～55	20～50	20～45	20～50	15～25	20～30
	粉砂质粘壤土	0～40	0～30	45～85	50～80	15～25	20～30
粘土	砂粘土	55～75	50～70	0～20	0～20	25～45	30～50
	粉砂粘土	0～30	0～20	45～75	50～70	25～45	30～50
	壤粘土	10～55	0～50	0～45	0～50	25～45	30～50
	粘土	0～55	0～50	0～35	0～50	45～65	50～70
	重粘土	0～35	0～30	0～35	0～30	65～100	70～100

表6－3　前苏联土壤质地分类（简明方案）

质地	名称	物理性粘粒（＜0.01mm）含量/%			物理性砂粒（＞0.01mm）含量/%		
		灰化土类	草原土及红黄壤类	柱状碱土及强碱化土类	灰化土类	草原土及红黄壤类	柱状碱土及强碱化土类
砂土	松砂土	0～5	0～5	0～5	100～95	100～95	100～90
	紧砂土	5～10	5～10	5～10	95～90	95～90	95～90
壤土	砂壤土	10～2	10～20	10～15	90～80	90～80	90～85
	轻壤土	20～30	20～30	15～20	80～70	80～70	85～80
	中壤土	30～40	30～45	20～30	70～60	70～55	80～70
	重壤土	40～50	45～65	30～40	60～50	55～40	70～60
粘土	轻粘土	50～65	60～75	40～50	50～35	40～25	60～50
	中粘土	65～80	75～85	50～65	35～20	25～15	50～35
	重粘土	＞80	＞85	＞65	＜20	＜15	＜35

表 6-4 中国土壤质地分类标准(暂拟方案,1975)

质地组	质地名称	各粒级(mm)含量/%		
		砂粒 1~0.05	粗粉粒 0.05~0.01	胶粒 <0.001
砂土组	粗砂土	>70		
	细砂土	60~70	—	<30
	面砂土	50~60		
壤土组	砂粉土	>20	>40	<30
	粉土	<20	>40	<30
	粉壤土	>20	<40	<30
	粘壤土	<20	<40	<30
	砂粘土	>50		<10
粘土组	粉粘土			30~35
	壤粘土	—		35~40
	粘土			>40

土壤质地影响土壤水分、空气和热量运动,也影响养分的转化。据英国学者研究,质地和有效水容量之间存在着密切的相关性,如粗砂壤土、砂壤土、细砂壤土和极细砂壤土的平均有效水容量分别为 12.5 cm/m ±、17.5 cm/m ±、19.2 cm/m ± 和 21.7 cm/m ±。不同质地的土壤毛管水传导度不同,砂土和砾质土孔隙度大,传导度很低;粘土孔隙小,毛管水运动速率比较慢,孔隙适中的壤质土毛管上升速率最大。

土壤质地影响土壤结构类型,含粘粒高的土壤易形成水稳性团聚体和裂隙;细砂或极细砂比例大的土壤只能形成不稳定的结构;粗砂无法团聚。砂质土壤通气透水性能良好,作物根系易于深入和发展,土温增高和有机质矿质化都比较快,但保水供水性能差,易旱。粘质土通气透水性差,作物根系不易伸展,土温上升慢,土壤中有机质矿化作用也慢,保水保肥供肥能力较强。壤质土既有大孔隙也有相当的毛管孔隙,通气透水性能良好,保水保肥性强,土温比较稳定,土粒比表面积小,粘性不大,耕性良好,适耕期长,宜于多种作物生长。可见,土壤质地是一种评定土壤性能的重要参数。

(二)土壤胶体的性质

土壤胶体,是指土壤中高度分散粒径在 1 ~ 100 mμm 之间物质。土壤中许多物理化学现象,如土粒的分散和凝聚,离子的吸附与交换,酸碱性,缓冲性,粘结性和可塑性等,都与胶体有直接关系。

1. 土壤胶体的种类　按其成分和性质有三类。① 土壤矿质胶体,包括次生硅酸盐,简单的铁、铝氧化物,二氧化硅等。② 有机胶体,包括腐殖质,有机酸,蛋白质及其衍生物等大分子有机化合物　③ 有机无机复合胶体,是土中有机胶体与无机胶体通过各种键(桥)力相互结合的有机-无机复合胶体。

2. 土壤胶体的性质　① 巨大的比表面和表面能。胶体愈细小,单体数愈多,比表面愈大,表面能愈高,蓄水保墒性能愈强。② 带电性。大部分土壤胶体带负电荷、少部分带正电荷或为两性胶体,因而土壤能从土壤溶液中吸收离子状态的养分,供植物利用。③ 分散和凝聚性。土

壤胶体呈溶胶和凝胶两种形态存在，二者可以相互转化，由溶胶转为凝胶称凝聚作用，由凝胶分散为溶胶称消散作用。一价阳离子引起的凝聚是可逆的，二、三价阳离子引起的凝聚是不可逆的。土壤胶体的凝聚和分散作用，对土壤中物质的累积和淋移，土壤结构的形成和破坏，土壤肥力的变化有密切的关系。

3. 土壤的离子交换　是指土壤胶体表面与溶液介质中电荷符号相同的离子相交换。可分阳离子吸收交换作用和阴离子吸收交换作用，二者中主要是阳离子交换。① 土壤中阳离子交换作用，是指土壤中带负电荷的胶粒吸附的阳离子与土壤溶液中的阳离子进行交换，这种交换是可逆的，并能迅速达到平衡。② 土壤中阴离子交换作用，是指带正电荷的胶粒吸附的阴离子与土壤溶液中的阴离子互相交换的作用，此种交换吸收作用有些是可逆的并能很快达到平衡。

上述表明，土壤胶体是土壤代换吸收作用很重要的物质基础，对土壤养分的保存和调节起很大的作用，其中新形成的腐殖质胶体的代换作用更加突出。

（三）土壤溶液

土壤溶液是土壤中水分及其所含溶质的总称，溶液中的组成物质有以下几类：① 不纯净的降水及其在土壤中接纳的 O_2、CO_2、N_2 等溶解性气体；② 无机盐类，通常是钙、镁、钾、钠和铵的硝酸盐、亚硝酸盐、碳酸盐、重碳酸盐、硫酸盐、氯化物及磷酸盐等；③ 有机化合物类，如各种单糖、多糖、有机酸、蛋白质及其衍生物类；④ 无机胶体类，如各种粘粒矿物和铁、铝三氧化物；⑤ 络合物类，如铁、铝有机络合物。土壤溶液中的溶解物质呈离子态、分子态和胶体状态，有利于游离离子浓度的调节。

土壤溶液的浓度是稀薄的，一般为 200 ~ 1 000 mg/kg，很少超过 1 000 mg/kg，其渗透压也小于 1 Pa，植物根细胞的渗透压约为 15 Pa，属于植物可以吸收利用的稀薄不饱和溶液。但在含盐较高的盐渍土中或过量施肥的土壤中，溶液浓度超过 1 000 mg/kg 影响植物正常生长。土壤溶液是一种多相分散系的混合液，具有酸碱反应、氧化还原作用和缓冲性能。

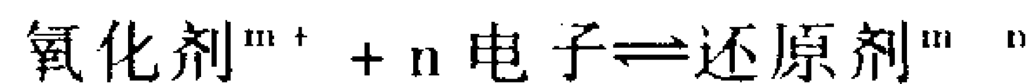
1. 土壤的酸碱反应　是指土壤中的酸性物质和碱性物质解离出 H^+ 和 HO^- 数量中和的结果，使土壤呈现不同的酸碱反应。土壤溶液 H^+ 的浓度直接影响酸碱度，它既存在于土壤溶液中，也吸附于胶体表面，因而土壤酸度有两种类型：① 活性酸度，由土壤溶液中 H^+ 浓度引起的，通常用 pH 表示。根据活性酸度大小，把土壤分为酸性、中性和碱性。我国长江以北的土壤 pH 在 7 以上，属中性和碱性，长江以南的土壤 pH 低于 7，呈酸性到强酸性。② 潜在酸度，是土壤胶体表面吸附的 H^+ 和 Al^{3+} 所引起的酸度，这些致酸离子被其他阳离子交换转入土壤溶液后才显示其酸度。

表 6-5　按 pH 值划分的土壤类型

土类	pH
强酸性土	<4.5
酸性土	4.6 ~ 6.5
中性土	6.6 ~ 7.5
碱性土	7.6 ~ 8.5
强碱性土	>8.5

土壤溶液的酸碱度影响植物生长和微生物发育。高等植物和农作物，适宜 pH 范围 5.0 ~ 8.0，土壤微生物适宜微酸性及中性土壤。酸性溶液可使原生矿物分解彻底，碱性溶液下分解缓慢。

2. 土壤的氧化还原作用　是指氧化剂物质与还原剂物质的电子得失过程，是土壤溶液中普遍存在的现象，其化学反应式为：



式中氧化剂在反应中被还原，化合价降低，得到电子；还原剂在反应中被氧化，化合价升高，失去电子。土壤矿物和有机质转化，多属氧化还原过程，常见的有铁、锰、氮、硫、磷、碳的高价与低价化合物的氧化还原过程。在通气良好条件下它们以高价态即以氧化态出现，有利于植物吸收利用；土壤渍水时变为低价，还原态物质有效性降低并对植物产生毒害。

3. 土壤的缓冲性　是指土壤加酸或加碱时具有缓和酸碱度改变的能力。土壤缓冲性主要来自土壤胶体及其吸附的阳离子和土壤所含的弱酸及其盐类。

土壤胶体数量大，吸附的盐基离子多，缓冲酸的能力强，如加入盐酸，通过胶体上的离子代换，将土壤中活性酸度转化为潜在酸度，使土壤 pH 比较稳定。如果土壤胶体吸附的主要是氢离子，则缓冲碱的能力强，例如加氢氧化钠于土壤，使土壤的潜在酸转化为活性酸，溶液中氢氧离子受到中和，土壤的 pH 值不因加入碱性物质而剧变。土壤溶液中所含各种弱酸如碳酸、重碳酸、磷酸、硅酸和各种有机酸及其弱酸盐都具有缓冲能力。

土壤的缓冲性可使土壤避免因施肥、微生物和根的呼吸、有机质的分解等引起土壤酸碱度的剧烈变化，这对植物的正常生长和微生物的生命活动都有重要的意义。

第二节　土壤形成与地理环境间的关系

土壤是成土母质在一定水热条件和生物的作用下，并经过一系列物理、化学和生物化学过程形成的。随着时间的进展，母质与环境之间发生了频繁的物质能量交换和转化，形成了土壤腐殖质和粘土矿物，发育了层次分明的土壤剖面，出现了具有肥力特性的土壤。

一、成土因素学说

土壤是独立的历史自然体，它与岩石圈、大气圈、水圈和生物圈处于经常的相互作用之中。19 世纪末俄国土壤学家道库恰耶夫首先认定，土壤同成土条件之间存在密切的关系，并用函数关系方程表示：

$$\Pi = f(K, O, \Gamma、P)T$$

式中，Π 为土壤；K 为气候；Γ 为岩石；P 为地形；T 为时间；O 为生物。

道库恰耶夫建立的土壤形成因素学说，概括起来有四个方面的基本观点。

1）土壤是母质、气候、生物、地形和时间五大自然因素综合作用的产物。

2）所有的成土因素始终是同时存在，并同等重要和相互不可替代地参与了土壤的形成过程。

3）土壤永远受制于成土因素的发展变化而不断地形成和演化；土壤是一个运动着的和有生有灭或有进有退的自然体。

4）土壤形成因素存在着地理分布规律，特别是有由极地经温带至赤道的地带性变化规律。因此，研究土壤时一定要注意土壤的地理分布规律性。

继道库恰耶夫之后，不少研究者对各种成土作用有不同的理解，格林卡认为土壤形成的主导因素是气候，涅乌斯特鲁耶夫(А.Д.Неуструеф)则强调土壤是岩石的淋溶物，是地质淋溶过程。威廉斯创立了土壤形成的生物学路线。他认为土壤的形成主要是生物学过程；并进一步提出了土壤肥力学说，认为土壤肥力就是土壤满足植物水分与营养的能力，土壤肥力的进化是以土壤与植物的进化为基础，而肥力的创造乃是生命活动的结果。他拟定了草田轮作制来提高土壤肥力。柯夫达(В.А.КовДа)提出地壳深部的地质现象对土壤形成过程也产生影响，如受火山作用的土壤自然肥力高；地震带土层往往较混乱；地下水位急剧上升易引起土壤沼泽化和盐渍化；新构造运动的强烈上升区土壤侵蚀和淋溶过程增强，下沉区引起物质积累，可改变原有土壤的形成过程

20世纪40年代美国土壤学者詹尼(H.Jenny)提出与道库恰耶夫相似的函数关系式：

$$S = f(Cl, O, R, P, T\cdots)$$

式中，S为土壤；Cl为气候；O为生物；R为地形；P为母质；T为时间；点号为尚未确定的其他因素。

根据各种成土因素的地区性组合，以及某一因素在土壤形成中所起的主导作用，他又提出下列各种函数式：

$S = f(Cl, O, R, P, T\cdots)$——气候函数式

$S = f(O, Cl, R, P, T\cdots)$——生物函数式

$S = f(R, Cl, O, P, T\cdots)$——地形函数式

$S = f(P, Cl, O, R, T\cdots)$——母质函数式

$S = f(T, Cl, O, R, P\cdots)$——时间函数式

$S = f(\cdots, Cl, O, R, P, T)$——未定因素函数式

二、成土因素对土壤形成的作用

（一）土壤发育的母质因素

岩石的风化产物称成土母质，简称母质。母质是土壤形成的物质基础，母质中的一些性质，如机械组成、矿物组成及其化学性质都直接影响成土过程的速度和方向及自然肥力。

多数土壤的属性均继承了母质的特性。酸性岩母质含石英、正长石、白云母等抗风化力强的浅色矿物较多，往往形成酸性的粗质土；基性岩母质含角闪石、辉石、黑云母等抗风化弱的深色矿物较多，一般形成土层较厚的粘质土。从酸性岩母质到基性岩母质硅含量减少，而铁、锰、镁、钙含量增加。由玄武岩、石灰岩等基性母岩发育的红壤，其淋滤系数、分解系数、铝化系数和铁化系数的相对值均高于由花岗岩等酸性母质所发育的红壤。母质层具有不同的质地层可影响土壤的物质迁移转化过程，非均质母质对土壤形成、性状、肥力的影响较均质母质复杂，影响土体中物质迁移转化的不均一性，不同母质可以形成多种类型的土壤。

不同母质对土壤次生矿物也有影响。斜长石和基性岩母质发育的土壤含有多量的三水铝矿，酸性岩中的钾长石发育的土壤则以高岭石为多。冰碛物和黄土中含水云母和绿泥石较多；下属黄土中水云母为主；页岩和河流冲积物富含水云母；紫色页岩、湖积物和淤积物多蒙脱石和水云母。蒙脱型粘性母质易发育成变性土。

不同母质所形成的土壤养分状况不相同。钾长石风化后所形成的土壤有较多的钾；斜长石风化后所形成的土壤有较多的钙；辉石和角闪石风化后所形成的土壤有较多的铁、镁、钙等元素；含磷量多的石灰岩母质在成土过程中石灰质淋失，磷在土壤中含量很高。

成土母质影响土壤的质地。发育在残积物上的土壤中含石块较多；发育在坡积物上的土壤质地虽然较细，但夹有带棱角的石块；发育在黄土母质上的土壤，由于黄土质地以粉砂为主，所以土壤质地多为粉土或粉壤土。发育在洪积物及淤积物上的土壤，其上下层质地变化较大，而同一沉积层次，质地比较均一。红壤、黄壤、砖红壤的质地，在石灰岩、玄武岩和红色风化壳上较粘重，在花岗岩及砂页岩上居中，在砂岩、片岩及砂质沉积物上最轻。粗质母质易发育成淋溶土，细质母质易发育成潜育土。

在一些土壤形成过程中，母质因素起着重要的作用。如热带和亚热带地区，地带性土壤是砖红壤和红壤等，但在石灰岩上和紫色岩上发育的土壤，因含大量碳酸钙，阻滞和延缓了富铝化作用的进行，因而分别发育为石灰土和紫色土。这两种土壤在颜色、质地、化学性质上均保持了母质所特有的某些特性，为初育土。

（二）土壤发育的气候因素

气候因素影响土壤水热状况，而水热状况又直接或间接地影响岩石的风化过程、高等植物和低等植物及微生物的活动、土壤溶液和土壤空气的迁移转化过程。因此土壤的水热状况决定了土壤中的物理、化学和生物的作用过程，影响土壤形成过程的方向和强度。在一定的气候条件下产生一定性质和类型的土壤。气候是影响土壤地理分布的基本因素。

气候影响次生粘土矿物的形成，一般情况下，降水量增加和土温增高，岩石矿物的风化作用加强，土壤粘粒含量增多。不同气候带具有不同的次生粘土矿物。干冷地区的土壤多含水云母，只有微弱的脱钾作用；湿热地区除脱钾作用外还有脱硅作用，多形成高岭土类次生粘土矿物；温湿地区则出现蒙脱类次生粘土矿物；高度湿热地区强烈脱硅而含较多的铁铝氧化物。

气候影响岩石矿物风化强度，矿物的风化有物理作用和化学作用，其风化速度与温度有关，当温度增加 10℃时，化学反应速度平均增长 2～3 倍；温度由 0℃增到 5℃时，土壤水中化合物的离解度增加 7 倍；热带风化强度比寒带高 10 倍，比温带高 3 倍。因此，热带地区岩石风化和土壤形成的速度以及风化壳和土壤厚度均比温带和寒带地区大。

气候对土壤有机物质的积累和分解起重要作用。潮湿积水和长期冰冻地区有利于有机质积累，而干旱、高温、好气、微生物活跃地区有机质矿化速度快，积累少。因此，黑土分布地区，气候冷湿，有机质积累量高；栗钙土分布地区气候属半干旱，有机质质含量低。黑土的腐殖质组成以胡敏酸为主，胡敏酸与富里酸之比为 2 左右，胡敏酸的分子量大芳构化程度高，活性胡敏酸含量 25%以下；从栗钙土分布带到灰钙土带，干燥度增大，胡敏酸含量逐渐降低，活性胡敏酸减少或无，芳构化程度依次变小。胡敏酸与富里酸之比为 0.6～0.8。由黑土分布地带经棕壤、黄棕壤带到红壤砖红壤地带，气候转向暖湿，胡敏酸含量、分子量和芳构化程度均降低，活性胡敏酸则剧增，腐殖质组成中富里酸为主。

气候影响土壤微生物的数量和种类。微生物在草甸土中数量最多，黑土中每克土含微生物可达数千万个；而在栗钙土、棕钙土和灰钙土中微生物含量在数百万到数千万个之间；红壤和砖红壤中较少。微生物种群中以细菌数量最多，放线菌次之，真菌最少。湿润地区有机质含量多的中性或微碱性土壤中细菌最多，干旱地区的中性到偏碱性土壤中放线菌数量高，酸性森林土中真

菌占优势。

土壤中物质的迁移是随降水和热量的增加而提高的。气候影响土壤的地带性分布规律，不同气候带发育有不同的土壤类型。

(三) 土壤发育的生物因素

土壤形成的生物因素包括植物、土壤微生物和土壤动物，它们是土壤有机质的制造者和分解者，是土壤发生发展过程中的最活跃因素。绿色植物对分散在母质、水体和大气中的营养元素有选择的吸收，利用太阳辐射能进行光合作用，制造成活体有机质，再以有机残体形式聚积于母质表层，经微生物分解，合成和转化，丰富了母质表层的营养物质，产生了肥力特性，推动了土壤的形成和演化。

进入土壤的有机残体的性质和数量，不同植被类型是有差异的。仅从植物有机残体数量看，木本植物中常绿阔叶林 > 温带夏绿阔叶林 > 寒带针叶林；草本植物中，草甸植物 > 草甸草原植物 > 草原植物 > 干草原植物 > 荒漠草原植物 > 荒漠植物。木本植物以枯枝落叶的形式堆积于土壤表层，土壤剖面中的腐殖质自表层向下急剧减少；草本植物以枯残根系进入土体上部，土壤剖面中腐殖质自表层向下逐渐减少。草本植物灰分含量较高，在较干旱的气候条件下残体分解后形成中性或微碱性环境，钙质丰富，有利于腐殖质的形成和积累，而腐殖质又以胡敏酸钙为主，胶结作用使土壤形成团粒结构。木本植物灰分含量比草本低，针叶林枯枝落叶形成的腐殖质以富里酸为主，呈酸性或强酸性，土壤产生强烈的酸性淋溶；阔叶林灰分含量比针叶林多，枯枝落叶形成的腐殖质以胡敏酸为主，酸度较低，淋溶较弱，盐基饱和度高。

地带性土壤有其特定的植被类型，寒温带针叶林和以真菌为主的微生物相结合的群系下发

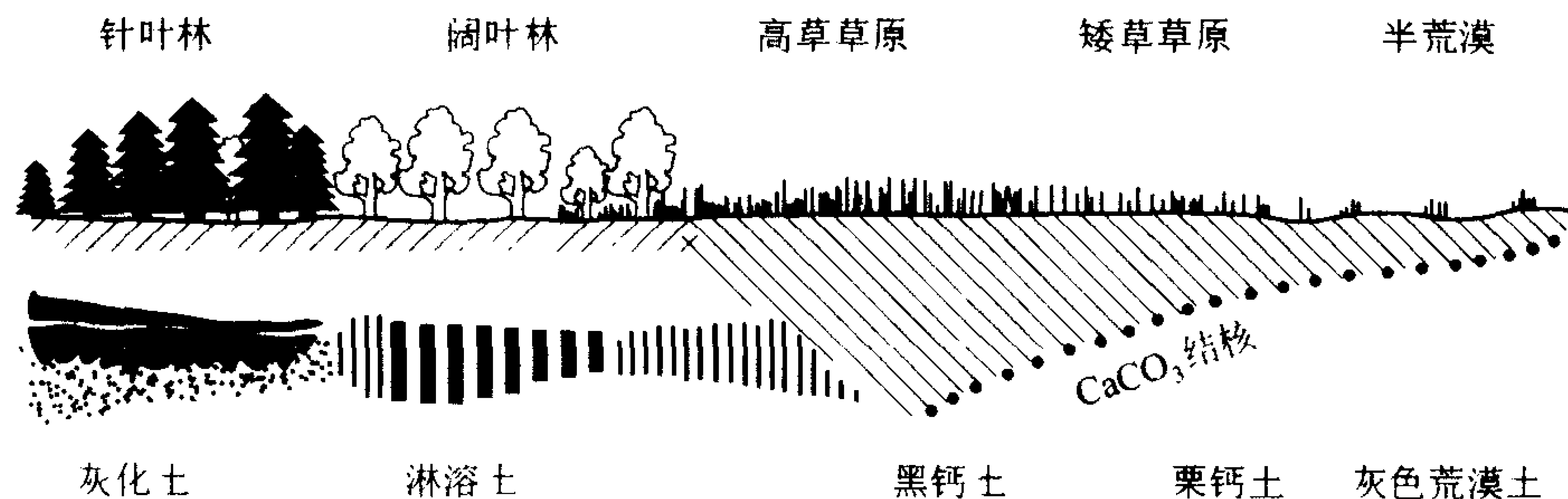


图 6-5 植被类型和土壤类型的关系(据 Bridges：World Soils)

育成灰化土；温带干草原植被及好气细菌为主的微生物相结合的群系下发育为栗钙土。不同植物群系决定着土壤形成过程的发展方向，植被类型的演替又导致土壤类型的演变(图 6-5)。

土壤微生物在成土过程中的主要作用是分解动植物有机残体，释放其中潜藏的能量和养分供生物再吸收利用，促进土壤肥力不断发展；还参与土壤腐殖质的形成。

土壤中的原生动物，各种土栖昆虫、蚯蚓和鼠类等的残体也是土壤有机质来源之一，它们参与土壤有机残体的分解、破碎及翻动、搅拌疏松土壤和搬运土壤。

(四) 土壤发育的地形因素

地形在土壤形成中的作用，表现在地形引起地表物质与能量的再分配，间接地影响土壤与环境间的物质与能量交换。

不同地形影响地表水热条件的重新分配。主要表现在不同高度、坡度和坡向等对太阳辐射的吸收和地面辐射的差异。山地随海拔高度的增加，气温逐渐下降，湿度相应增大，自然植被也随之发生变化，因而形成不同的土壤类型，即出现土壤垂直分布的变化规律。在北半球，南坡接受阳光比北坡强，土温和湿度变化较大；北坡较阴湿，平均土温低于南坡，因而影响土壤中的生物过程和物理化学过程，导致南坡和北坡发育成不同的土壤类型。

地形还支配地表径流，斜坡排水快，土壤物质易受淋溶，土壤颗粒粗土层薄；低地易积水，细土粒和腐殖质易积累，土色较暗，土层深厚。高地和低地之间存在共轭关系。在相同的降水条件下，平原地形接受降水均匀，湿度比较稳定；岗丘的背部呈局部干旱，且干湿变化大；洼地过湿。这些不同地形部位的成土过程不相同，形成不同类型的土壤。

地形影响成土母质的分配，山地或台地上部主要为残积母质，坡地和山麓为坡积物，山前冲积平原为洪积物和冲积物。从地形部位高的地方到低平洼地，土壤质地由粗变细，具体表现为砾质土→砂砾质土→壤土→粘土。

地形影响土壤发育过程。地壳的上升或下降，或局部侵蚀基准面的变化，都会导致土壤侵蚀和堆积过程不断产生，引起水文和植被发生变化，改变成土过程的方向，使土壤类型发生演替。例如，随着河谷地形的演化，在河谷地形不同部位上出现不同类型的土壤，即潜水位较高的河漫滩为水成土，受潜水作用弱的低阶地为半水成土，不受潜水作用的高阶地为地带性土壤。随着河谷的继续发展，河漫滩变为高阶地，土壤也相应地由水成土经半水成土演化为地带性土壤。

（五）土壤发育的时间因素

土壤发育的时间（成土年龄）是很重要的一种成土因素，它可说明土壤在历史进程中发生发展和演变的动态过程，也是研究土壤特性和发生分类的重要基础。土壤的形成是随着时间的增长而加强。土壤有绝对年龄和相对年龄。前者是指土壤在当地新风化层或新的母质上开始发育时起直到目前所经历的时间；后者是指土壤发育的阶段或发育的程度。

最年轻的冲积土或发育在新鲜露头上的土壤，其经历的年代最短，绝对年龄最小，一些最古老的土壤，第三纪已存在，绝对年龄达数千万年。我国西北地区的黑钙土、栗钙土、灰钙土和黑垆土等，多分布在黄土沉积区，在厚 2 ~ 3 m 左右的土壤剖面中，其成土年龄：上段 1 500 ~ 3 000 年，中段 4 000 ~ 7 000 年，下段 8 000 ~ 12 000 年。在 3 m 以下到 10 m 或 20 ~ 30 m 更深的土层，埋藏多层古土壤，成土年龄数万年到数十万年。古土壤埋藏愈深，成土年龄愈早。祁连山和天山等西北地区山地的高山土壤，基本上是发育在自全新世早期到现在冰川退缩后遗留的新老冰碛物上，这些冰碛母质由现代冰川末端外延数千米到十多千米，其上发育的原始土壤、高山寒漠土、原始高山草甸土、高山草甸土和钙积高山草甸土在新老冰碛物上依次排列，它们的成土年龄分别是数年至 20（或 30）年，30 ~ 800（1 000）年，1 000 ~ 2 000 年，2 000 ~ 6 000 年和 6 000 ~ 11 000 年。

通常所谓的"土壤年龄"是指土壤的发育程度，而不是指年数，亦即通常的所谓相对年龄。发育程度高的土壤，所经历的时间大多比发育程度低的土壤为长。但是有些土壤所经历的时间虽然很长，然而由于某种原因，其发育程度仍停留在比较低的阶段。土壤剖面发生层次明显、剖面构型复杂和土层厚度较大的土壤，其发育程度较高；剖面分异不明显、构型简单、土层厚度较薄的土壤，发育程度较低；地形平坦的地方，土壤发育程度较高；易受侵蚀的山坡，土壤发育程度较低。

（六）人类生产活动对土壤形成和演变的影响

人类生产活动对土壤形成和性质的影响是有意识有目的的，是在认识土壤客观性质的基础

上，对土壤进行利用、改造、定向培肥，创造不同熟化程度的耕作土壤。人类活动对土壤的影响是通过改变某一成土因素和各因素之间的对比关系来调整土壤的发育方向的。如通过垦殖可使生地的自然植被被栽培作物所代替，影响了物质的生物循环方向和强度；灌溉或排水改变了自然土壤水分状况，可影响到土壤中物质迁移和聚集过程；修筑梯田、耕作、施肥、客土和农田基本建设都可影响到土壤性状和物质组成的变化。

人类活动创造了耕作土壤，它以不同于自然土壤的新质态被确定为人为土纲，并与其他土纲并列于中国土壤分类系统中。典型的人为土有水耕人为土和旱耕人为土。人类还在继续探索和培育肥力更高的人为土壤。

三、土壤形成的基本规律

自然土壤形成的基本规律是物质的地质大循环与生物小循环过程矛盾的统一。

地质大循环，是指结晶岩石矿物在外力作用下发生风化变成细碎而可溶的物质，被流水搬运迁移到海洋，经过漫长的地质年代变成沉积岩，当地壳上升，沉积岩又露出海面成为陆地，再次受到风化淋溶。这是一个范围极广、时间很长的过程。

生物小循环，是指植物吸收利用大循环释放出的可溶性养分，通过生理活动制造成植物的活有机体，当植物有机体死亡之后，在微生物的分解作用之下，又重新变为可被植物吸收利用的可溶性矿质养料。

物质的生物小循环是在地质大循环的基础上发展起来的。有了地质大循环才有生物小循环，有了生物小循环才有土壤。在土壤形成过程中，这两个循环过程是同时并存的，互相联系和相互作用，从而推动土壤不停地运动和发展。地质大循环使岩石风化为成土母质，是植物养分元素的释放、淋失的过程。生物小循环是植物养分元素的积累过程，它可以不断地从地质大循环中累积一系列生物所必需的养料元素，由于有机质的累积、分解和腐殖质的形成，发生和发展了土壤肥力，使岩石风化产物脱离了母质阶段形成了土壤。

四、主要成土过程

根据成土过程中物质和能量的交换、迁移、转化、累积的特点，土壤形成有以下主要过程。

1）原始成土过程。在裸露的岩石表面或薄层的岩石风化物上着生细菌、放线菌、真菌等微生物，继后生长藻类，再后生长地衣、苔藓，它们开始积累有机质，并为高等植物生长创造了条件，这是土壤发育的最初阶段，即原始土壤的形成。在我国多发育于青藏高原及西北地区高山带现代冰川前端最新冰碛物上，成土年龄只有数年、数十年到三百或四百年。

2）灰化过程。是指土体亚表层 SiO_2 残留、R_2O_3 及腐殖质淋溶及淀积的过程。在寒温带针叶林植被条件下，由于有机酸（主要是富里酸）溶液在下渗过程中，使上部土体中的碱金属和碱土金属淋失，土壤矿物中的硅铝铁发生分离，铁铝胶体遭到淋失并淀积于土体下部，而二氧化硅则残留于土体上部，形成一个灰白色的淋溶层。

3）粘化过程。是指土体中粘土矿物的生成和聚积的过程。主要在温带、暖温带、半湿润和半干旱地区，土体中水热条件比较稳定，发生强烈的原生矿物分解和次生粘土矿物的形成，或表

层粘粒向下机械淋洗，在土体中下部明显聚积，形成一个较粘重的层次。

4）富铝化过程　是指土壤形成中土体脱硅富铝铁的过程。在热带亚热带湿热气候条件下，土壤形成过程中原生矿物强烈分解，盐基离子和硅酸大量淋失，铁铝锰在次生粘土矿物中不断形成氧化物而相对累积。由于铁的染色作用，土体呈红色，甚至出现大量铁结核或铁磐层。

5）钙化过程　是指碳酸盐在土体中淋溶、淀积的过程。在干旱半干旱的气候条件下，由于季节性淋溶，使矿物风化过程中释放出的易溶性盐类大部分淋失，而硅铁铝氧化物在土体中基本上未发生移动，而最活跃的钙镁元素在土体中发生淋溶和淀积过程，并在土体中下部形成一个钙积层。

6）盐渍化过程。是土体上部易溶性盐类的聚积过程。在干旱和半干旱地区，成土母质中的易溶性盐类，随水搬运至排水不畅的地平低地，在蒸发作用下，使盐分向土体表层集中，形成盐积层。

7）碱化过程　是指土壤吸收性复合体上交换性钠占阳离子交换量的30%以上，pH大于9，呈碱性反应，并引起土壤物理性质恶化的过程。碱化和盐化是有密切联系的，二者往往相伴发生，但有本质差别。

8）潜育化过程。是指低洼积水地区土体发生的还原过程。由于土层长期被水浸润，空气缺乏，处于脱氧状态，有机质在分解过程中产生较多的还原物质，高价铁锰转化为亚铁锰，形成一个颜色呈现蓝灰或青灰色的还原层。

9）潴育化过程。是指土壤形成中的氧化还原过程。主要发生在直接受地下水浸润的土层中，由于地下水雨季升高，旱季下降，土层干湿交替，引起土壤中铁锰物质处于还原和氧化的交替过程。在土壤渍水时，铁锰被还原迁移，土体水位下降时，铁锰氧化淀积，形成一个有锈纹锈斑、黑色铁锰结核的土层。

10）白浆化过程　是指土壤表层由于土体上层滞水而发生的潴育漂洗过程。发生在质地粘重或冻层顶托，水分较多的地区。土壤表层经常处于周期性滞水状态，引起铁锰的还原淋溶。其中一部分低价铁锰淋出土壤并逐渐脱色形成白浆层，另一部分低价铁锰旱季时就地氧化形成结核。

11）腐殖质化过程　是指在生物因素作用下，在土体中，尤以土体表层进行的腐殖质累积过程。它是土壤形成中最为普遍的一种成土过程。腐殖质化过程的结果，使土体发生分化，在土体上部形成一个暗色的腐殖质层。

12）泥炭化过程。是指有机质以植物残体形式的累积过程。主要发生在地下水位接近地表，或地表有积水的沼泽地段，湿生植物因嫌气环境不能彻底分解而累积于地表，形成了泥炭，有时可保留有机体的组织原状。

13）土壤的人为熟化过程。是指在人类合理耕作、利用改良及定向培育下，使土壤向着肥力提高的方向发展的过程。人类通过耕作培肥和改良措施，消除土体的障碍因子，调节土壤水肥气热条件和补充土壤养分，使土壤具有适合作物生长熟化程度高的人为表土层。

第三节　土壤分类及空间分布规律

一、土壤分类

由于土壤形成因素和土壤形成过程的不同，自然界中土壤是多种多样的，它们具有多种多样的土体构型，内在性质和肥力水平。土壤分类的目的就是通过比较土壤之间的相似性与差异性，将外部形态和内部性质相同或相近的土壤并入相当的分类单位，纳入一定的分类系统。

（一）国外土壤分类

目前世界各国对土壤的研究还不够系统和深入，研究方法也不尽一致，因而迄今国际上没有统一的土壤分类原则、分类系统和命名，归纳起来大致有以下几种分类体系。

1．前苏联的发生分类　其基本观点是强调土壤与成土因素和地理景观之间的相互关系，以成土因素及其对土壤的影响作为土壤分类的理论基础，以成土过程和土壤属性（包括土壤形态特征、土壤物理、土壤化学、矿物及生物等）作为土壤分类的依据。所拟土壤分类系统中分出土类、亚类、土属、土种、亚种、变种、土系、土相等8级。

这个分类系统，首先按水热条件、风化作用和生物循环特征，把前苏联的土壤类型归入9个主要生物气候（带）省，在每个生物气候带（省）中又按自成土、半水成土、水成土和冲积土的顺序分别排列各有关的土类，在每一土类内部都作了直至土相的各级划分。第二，耕作土壤和自然土壤的分类同置于统一分类系统中，受耕作影响大的列为独立的土类，受耕作影响小的只在土种中反映出来。第三，为了土壤分类逐步定量化和标准化，在分类表之后载12个附表，对土壤的水热条件、形态特征、机械组成和盐基状况都提出了数量指标和划分标准。该分类系统在9个生物气候省之下共分出118个土类，424个亚类。土壤命名采取连续命名法，即在土类名称的前面加上亚类的形容词，亚类名称之前冠以土属或土种的形容词，依次逐级连续拼接。

2．美国的土壤系统分类　其基本观点是：分类所依据的具体指标是可以直接感知和定量测定的土壤属性，土壤类型的划分主要根据土壤的诊断层和诊断特性。

1）诊断层：凡是用于鉴别土壤类型，在性质上有一系列定量说明的土层为诊断层。

① 诊断表层，人为表层，有机表层，黑色表层，松软表层，淡色表层，厚熟表层，暗色表层。

② 诊断表下层，耕作淀积层，漂白层，淀积粘化层，钙积层，雏形层，硬磐，脆磐，舌状层，石膏层，高岭层，碱化层，氧化层，石化钙积层，石化石膏层，薄铁磐层，腐殖质淀积层，灰化淀积层，含硫层。

2）诊断特性：如果用来鉴别土壤类型的依据不是土层，而是具有定量说明的土壤性质，则称土壤诊断特性。用来作分类的诊断特性都有明确的定义和指标，其中土壤水分状况和土壤温度状况及氧化还原特性是常用的土壤特性。

美国土壤系统分类是按土纲、亚纲、土类、亚类、土族、土系6级划分的。共分出11个土纲：

新成土，轻度发育的矿质土。

变性土，开裂性粘质土壤。

始成土，成土因素对土壤发育方向的影响不明显或很微弱，已有土层发育，但无明显的淀积作用。

干旱土，荒漠及荒漠草原地区的土壤

软土，具有松软表层的富盐基土壤。

灰土，有灰化淀积层的土壤

淋溶土，有淀积粘化层，含有中量至高量盐基的土壤。

火山灰土，是具有火山灰性质的土壤。

老成土，有淀积粘化层、盐基不饱和的土壤。

氧化土，有氧化层或在30cm深度内有明显聚铁网纹的土壤。

有机土，富含有机质的土壤

土壤命名，高级分类单元（土纲、亚纲、土类）采用拉丁文及希腊文字根并接法，如Entisol（新成土纲），Aquent（潮新成土亚纲），Cryaquent（冷潮新成土类）。亚类和土族的名称是分别在土类和亚类名称前冠以特定形容词而构成的。如Orthic Cryaquent（正常冷潮新成土亚类），Clayed Orthic Cryaqent（粘质正常冷潮新成土族）。土系的名称是土系所在地的名称。

（二）中国的土壤分类

中国的土壤分类早在公元前二三世纪的《禹贡》和《管子·地员篇》等著作中就有所反映。中国近代土壤分类始于30年代，当时吸收了美国土壤分类的经验，建立了2 000多个土系。1949年后到1953年基本上是继承以往所建立的土壤分类系统。1954年开始，苏联的土壤发生学分类系统对我国土壤分类产生深远影响，并得到广泛运用。到了70年代，一个定量化、标准化和国际化的土壤分类，成为时代的需要。从60年代兴起的，70年代在世界上得到广泛传播的土壤系统分类，已成为当今世界土壤分类的主流。在此背景下，自80年代中期到现在，在以前土壤分类的基础上，建立和发展了中国的土壤系统分类。1988年我国第二次土壤普查汇总的土壤分类系统属发生学分类体系。因此，当前我国存在并应用的土壤分类系统有发生学分类系统和以诊断层、诊断特性为基础的中国土壤系统分类。

1. 中国土壤发生学分类　是以成土因素、成土过程和土壤属性作为发生分类的基础。同时，在土壤分类中将耕种土壤和自然土壤作为统一的整体进行土壤类型划分，力求揭示自然土壤与耕种土壤在发生上的联系及演变规律。

分类系统采用土纲、亚纲、土类、亚类、土属、土种、变种7级分类，是以土类和土种为基本分类单元的分级分类制。共分12土纲，27亚纲，60土类，234亚类。

土纲有铁铝土，淋溶土，半淋溶土，钙层土，干旱土，漠土，初育土，半水成土，水成土，盐碱土，人为土和高山土。

土壤命名采用分级命名法，即土纲、土类、土属、土种都可单独命名。土纲名称由土类名称概括而成；亚纲名称则在土纲名称前加形容词构成，如高山土（土纲），湿寒高山土（亚纲）；土类名称以习用名称为主，如黑钙土，栗钙土，灰钙土等；亚类名称在土类名称前加形容词，如淡灰钙土，潮栗钙土，淋溶黑钙土等；土属名称从土种中加以提炼选择；土种和变种名称从当地土壤俗名中提炼而得。

2. 中国土壤系统分类　是以诊断层和诊断特性作为分类的基础，以定量化、标准化为特点。为了完全与国际土壤分类接轨和便于交流，引用一些国外成熟的诊断层和诊断特性，更多地采用美国《土壤系统分类》和联合国《世界土壤图》中的诊断层和诊断特性。但是，土壤作为一个连续的不均匀的自然体，又深受当地成土条件的影响，因此，在引用过程中，根据我国土壤的性质对某些诊断层和诊断特性的概念和区分标准，作了修正和补充。特别是在系统分类中体现了我国长

期的耕作措施下培育的人为土、干旱条件下的干旱土、亚热带条件下的富铝土和青藏高原高寒条件下寒冻土壤的特色，建立了灌淤表层、水耕表层、干旱表层、低活性富铁层、草毡表层、冻融特征等诊断层，为世界土壤分类的发展作出了贡献，在国内外产生一定影响(表6－6)。

表6－6　中国土壤系统分类诊断层和诊断特性

诊断表层	诊断表下层	其他诊断层	诊断特性
A. 有机质表层类 1. 有机表层(附有机现象) 2. 草毡表层(附草毡现象) B. 腐殖质表层类 1. 暗沃表层 2. 暗瘠表层 3. 淡薄表层 C. 人为表层类 1. 灌淤表层(附灌淤现象) 2. 堆垫表层(附堆垫现象) 3. 肥熟表层(附肥熟现象) 4. 水耕表层(附水耕现象) D. 结皮表层 1. 干旱表层 2. 盐结壳	1. 漂白层，2. 舌状层(附舌状现象)，3. 雏形层，4. 铁铝层，5. 低活性富铁层，6. 聚铁网纹层(附聚铁网纹现象)，7. 灰化淀积层(附灰化淀积现象)，8. 耕作淀积层(附耕作淀积现象)，9. 水耕氧化还原层(附水耕氧化还原现象)，10. 粘化层，11. 粘磐，12. 碱积层(附碱积现象)，13. 超盐积层，14. 盐磐，15. 石膏层(附石膏现象)，16. 超石膏层，17. 钙积层(附钙积现象)，18. 超钙积层，19. 钙磐，20 磷磐	1. 盐积层(附盐积现象)， 2. 含硫层	1. 有机土壤物质，2. 岩性特征，3. 石质接触面，4. 准石质接触面，5. 人为淤积物质，6. 变性特征(附变性现象)，7. 人为扰动层次，8. 土壤水分状况，9. 潜育特征(附潜育现象)，10. 氧化还原特征，11. 土壤温度状况，12. 永冻层次，13. 冻融特征，14. n 值，15. 均腐殖质特性，16. 腐殖质特性，17. 火山灰特性，18. 铁质特性，19. 富铝特性，20. 铝质特性(附铝质现象)，21. 富磷特性(附富磷现象)，22. 钠质特性(附钠质现象)，23. 石灰性，24. 盐基饱和度，25. 硫化物物质

中国土壤系统分类为多级系统分类，共分7级，即土纲、亚纲、土类、亚类、土属、土种和变种，本系统目前仅涉及亚类以上的高级单元，下表(表6－7)为系统分类中的土纲和亚纲。

表6－7　中国土壤系统分类土纲和亚纲(1995)

土　纲	亚　纲	土　纲	亚　纲	土　纲	亚　纲
A. 有机土	A_1. 永冻有机土	G. 干旱土	G_1. 寒性干旱土	L. 淋溶土	L_1. 冷凉淋溶土
	A_2. 正常有机土		G_2. 正常干旱土		L_2. 干润淋溶土
B. 人为土	B_1. 水耕人为土	H. 盐成土	H_1. 碱积盐成土		L_3. 常湿淋溶土
	B_2. 旱耕人为土		H_2. 正常盐成土		L_4. 湿润淋溶土
C. 灰土	C_1. 腐殖灰土	I. 潜育土	I_1. 寒冻潜育土	M. 雏形土	M_1. 寒冻雏形土
	C_2. 正常灰土		I_2. 滞水潜育土		M_2. 潮湿雏形土
D. 火山灰土	D_1. 寒冻火山灰土		I_3. 正常潜育土		M_3. 干润雏形土
	D_2. 玻璃火山灰土	J. 均腐土	J_1. 岩性均腐土		M_4. 常湿雏形土
	D_3. 湿润火山灰土		J_2. 干润均腐土		M_5. 湿润雏形土
E. 铁铝土	E_1. 湿润铁铝土		J_3. 湿润均腐土	N. 新成土	N_1. 人为新成土
F. 变性土	F_1. 潮湿变性土	K. 富铁土	K_1. 干润富铁土		N_2. 砂质新成土
	F_2. 干润变性土		K_2. 常湿富铁土		N_3. 冲积新成土
	F_3. 湿润变性土		K_3. 湿润富铁土		N_4. 正常新成土

土壤命名通常是和一定的土壤分类系统相联系的。土壤命名是土壤分类的表达，采用了属性分段命名，即土种独立命名的高级单元连续命名法。如干旱土(土纲)，正常干旱土(亚纲)，钙

积正常干旱土（土类）、粘化钙积正常干旱土（亚类）。中国土壤系统分类设有一个土壤分类检索系统，可逐级检索。

二、土壤空间分布规律

土壤分布的地带性规律，是指广域土壤与大气和生物条件相适应的分布规律。它包括由于大气候生物条件纬度、经度及海拔高度变化所引起的土壤地带性分布规律。

（一）土壤分布与地理环境间的关系

土壤是特定的历史－地理因子的产物，它的形成、发展和变化与地理环境有密切的关系，土壤类型是随着空间转移而变化、是以三维空间（经、纬、高三个方向）形态存在的。土壤带是三维空间成土因素的函数：

$$S = f(W \cdot J \cdot G)$$

式中，S 为土壤分布特征，W 为纬度，J 为经度，G 为海拔高度。

在一定区域范围内，土壤带受 W 控制则形成纬度地带性，受 J 控制则形成经度地带性，受 G 控制可形成垂直地带性，其函数式为：

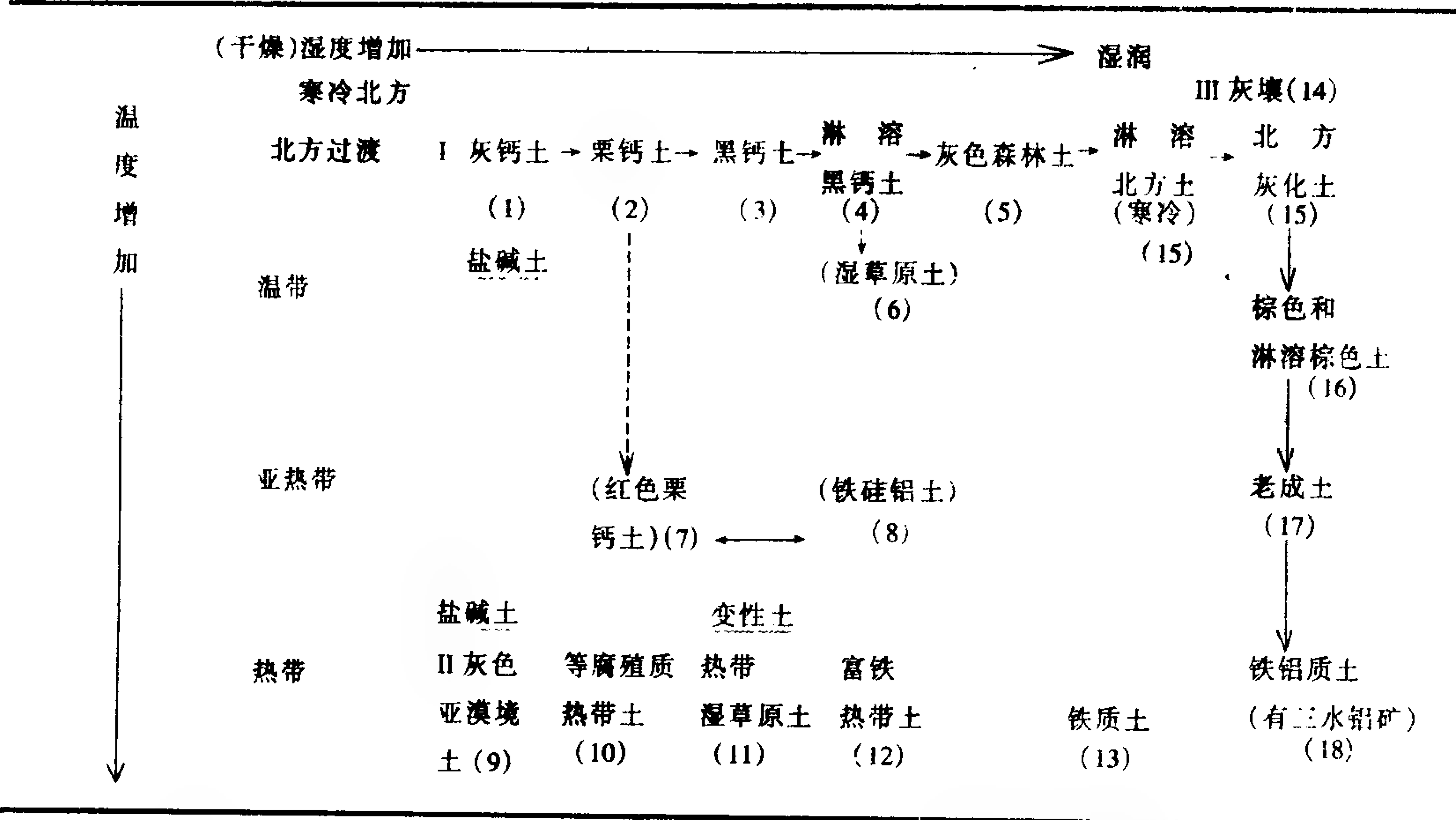
$S_1 = f(W)$　　纬度地带性

$S_2 = f(J)$　　干湿度带性

$S_3 = f(G)$　　垂直带性

三种土壤地带性中，纬度地带性是干湿度地带和垂直地带性的基础，纬度地带性和干湿度地带性共同制约着土壤水平分布规律，垂直地带性决定山地和高原的土壤分布规律，而在广阔的青藏高原之上，W、J、G 共同制约着土壤地带性分布规律。

表 6－8　气候决定的土壤序列



注：I．寒冷气候序列，干燥性下降；II．热带气候序列，干燥性下降；III．湿润气候序列，平均温度增加。
～～～线指非地带性土壤。　（据朱鹤健《土壤地理学》1992.）

（二）土壤的水平分布规律

土壤的水平分布，主要包括纬度地带性和干湿度地带性分布

1. 纬度地带性分布规律　土壤分布的纬度地带性，是因太阳辐射从赤道向极地递减，气候、生物等成土因子也按纬度方向呈有规律的变化，导致地带性土壤大致呈平行于纬线并依纬度呈带状分布的规律

土壤的纬度地带性分布有两种表现形式：一是全球性的土壤纬度地带分布，大致沿纬线延伸而横跨全大陆，这就是由北而南的冰沼土带、灰化土带和砖红壤带。二是区域性的土壤纬度地带分布，由于地区性因素影响使有些土带出现间断、尖灭、偏斜，以中纬地区表现得最为典型，如中纬大陆边缘，土壤带走向与纬线偏离，由森林土壤系列组成，我国东部自北而南依次是灰土（灰化土）、淋溶土（暗棕壤、棕壤和黄棕壤）、富铝土（红壤、黄壤、砖红壤）。中纬内陆，如亚欧大陆内部土壤带谱由草原土系列和荒漠土系列组成，由北而南依次是弱淋溶土（灰色森林土）、均腐土（黑土、黑钙土、栗钙土）、干旱土（灰钙土、棕钙土、灰漠土、灰棕漠土和棕漠土）。

2. 干湿度地带性分布规律　土壤分布的干湿度地带性，是因海陆分布的态势不同，水分条件和生物因素从沿海至内陆发生有规律的变化，土壤带谱也从沿海至内陆呈大致平行于经线的带状分布规律。一般是从沿海到内陆依次出现湿润森林土类，半湿润的森林草原土类，半干旱的草原土类及干旱的荒漠土类，以中纬地区表现最为典型。如从我国东北到宁夏，土壤干湿度带性分布表现为淋溶土（棕壤）、均腐土（黑土、黑钙土、栗钙土）、干旱土（棕钙土、灰漠土和棕漠土）。在暖温带范围内，土壤干湿度地带性由东而西为淋溶土（棕壤、褐土）、均腐土（黑垆土）、干旱土（灰钙土、荒漠土）。

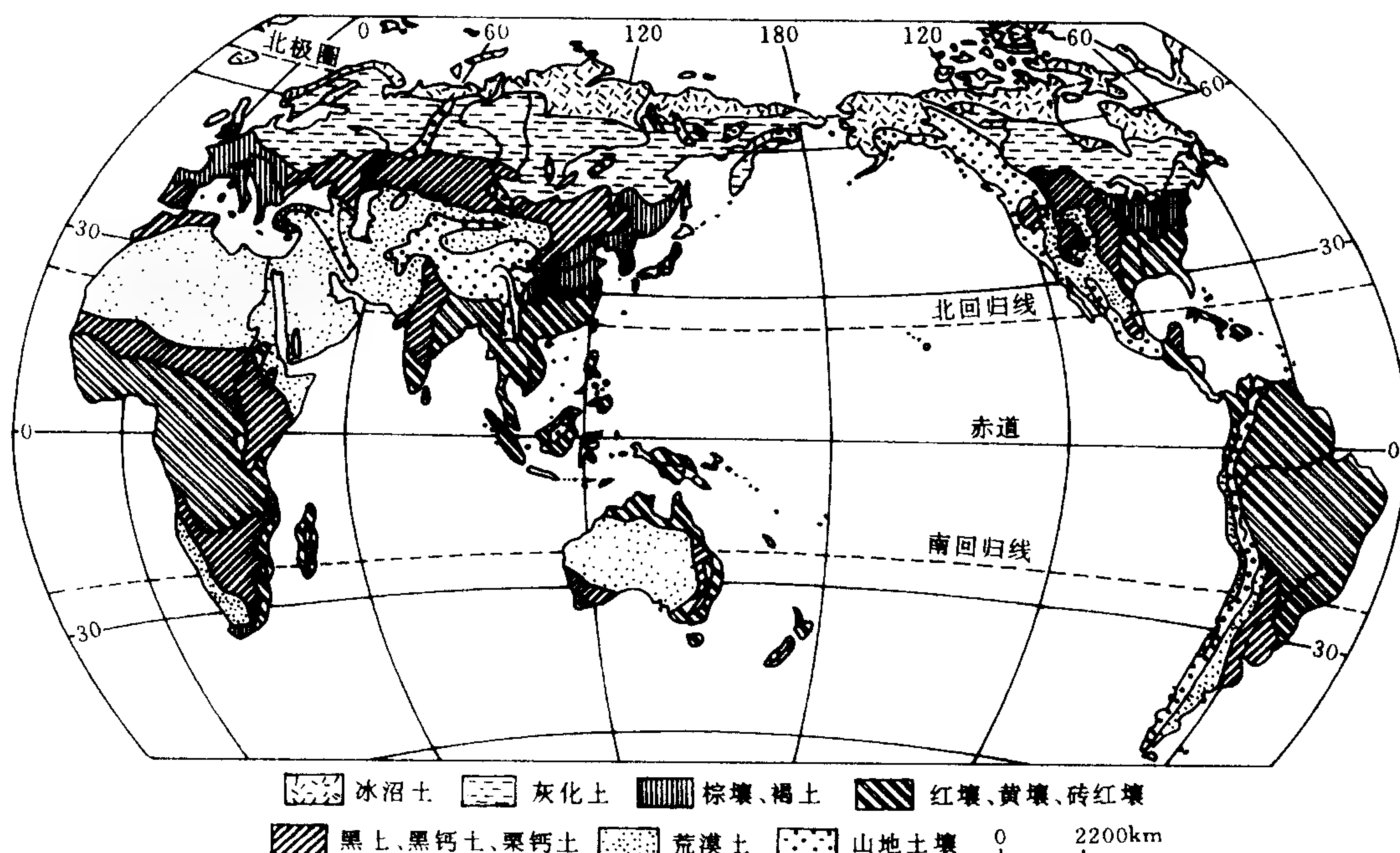


图6-6　世界土壤分布的纬度地带性和干湿度带性

(三) 土壤的垂直分布规律

土壤分布的垂直带性，是指随山体海拔升高，热量递减，降水在一定高度内递增，超出一定高度后降低，引起植被等成土因素按海拔高度发生有规律的变化，土壤类型也相应呈垂直分带现象。山地土壤各类型的垂直排列顺序结构型式，称土壤垂直带谱。位于山地基部与当地的地带性相一致的土壤带，称为基带。除基带外，垂直带谱中的主要土壤带称建谱土带，其土类称建谱土类。土壤垂直带谱由基带土壤开始随山体高度增高，依次出现一系列与较高纬度带(或较湿润地区)相应的土壤类型。但垂直带性不能简单地视为水平地带的立体化，垂直带并不完全与水平带等同。如垂直带中的山地草甸土带在水平带中并不是一个独立的地带性土类；即使垂直带谱中与平地相应的地带性土类完全一致，但二者土壤性质相差甚远。山地土壤层薄，含砾石，发生层分化弱；平地土壤土层厚，一般不含砾石，发生层分化明显。

在相似的经度上，从低纬到高纬土壤垂直带谱由繁变简，同类土壤的分布高度有由高降低的趋势。如地处热带海拔 1 879 m 的海南五指山，由五个土壤垂直带谱组成；而位于温带，海拔 2 170 m 的长白山则有四个垂直带；大兴安岭只有二到三个垂直带。又如山地棕壤带，在南亚热带的台湾省玉山分布于海拔 2 800 m 的高度上；在暖温带的河北省灵雾山处在海拔 2 000 m 的高度上；而长白山和大兴安岭只在 1 200 m 的高度上。

在相似的纬度上，由湿润到半湿润，半干旱及干旱地区，山地土壤垂直带谱由复杂趋向简单，同类土壤的分布高度则逐渐升高。如暖温带湿润区海拔 1 100 m 的千山有山地棕壤和山地暗棕壤两个土壤垂直带；半湿润区海拔 2 050 m 的灵雾山自下而上有褐土、淋溶褐土、棕壤、暗棕壤、山地草甸土五个土壤垂直带；半干旱地区海拔 2 000 ~ 2 300 m 的大青山有山地栗钙土、灰褐土和黑钙土三个土壤垂直带；干旱区海拔 4 000 m 以上的祁连山西段只有山地棕钙土、高山草原土和高山寒漠土三个土壤垂直带。又如黑钙土的分布海拔由半湿润到半干旱区逐渐升高，在大兴安岭低于 1 300 m，阴山为 2 000 ~ 2 200 m，祁连山中段为 2 600 ~ 3 000(或 3 100) m。

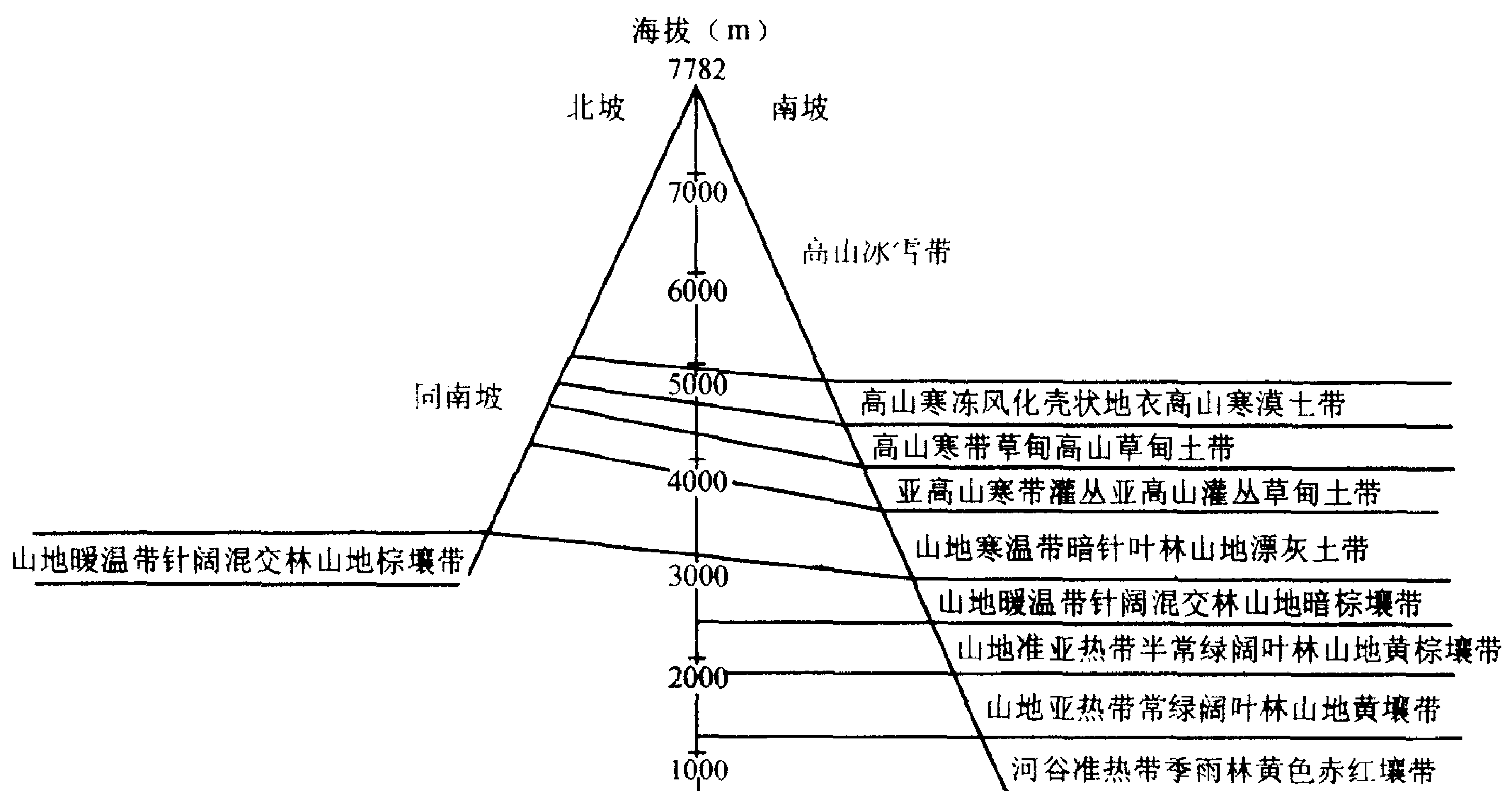


图 6－7　南迦巴瓦峰土壤垂直带谱(据彭补拙)

在不同或相似的地带位置，山体越高，相对高差越大，土壤垂直带谱越完整。如我国喜马拉雅山脉许多山峰土壤垂直带谱之繁为世界各地所少有。山地坡向不同，特别是作为水平土壤地带分界线的山地两侧，山地下部建谱土壤类型各异，向上则渐趋一致，但同一土带分布高度仍然有别。

我国青藏高原，由高原面向谷底随生物气候变化，土壤依次变化，被称为土壤负向垂直带性。高原谷地中的土壤是在谷坡上发育起来的，河谷地段最下部的土带是不稳定的。土壤下垂谱中往往出现较为干旱的土壤类型，这与下沉气流具有焚风效应有关。

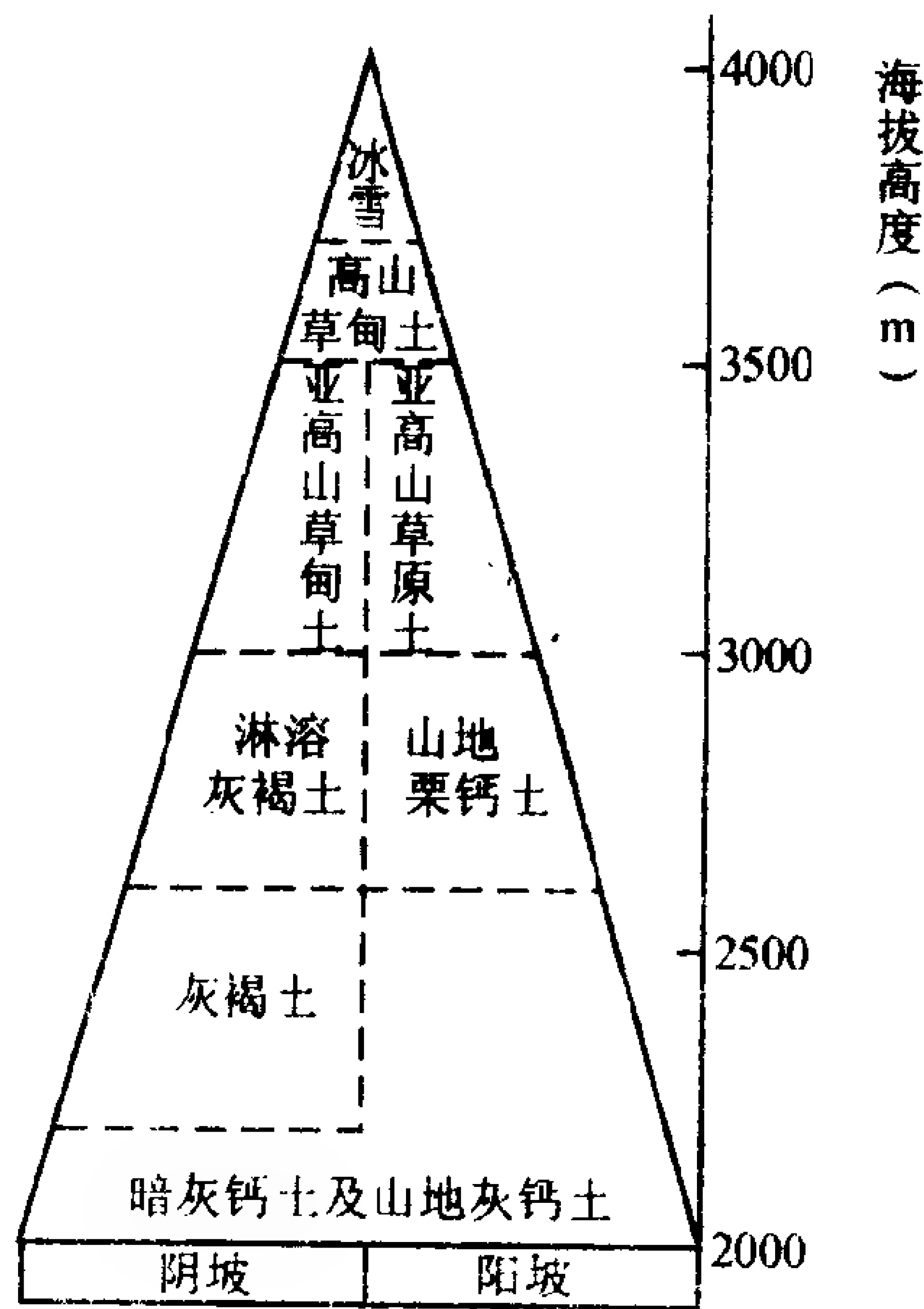
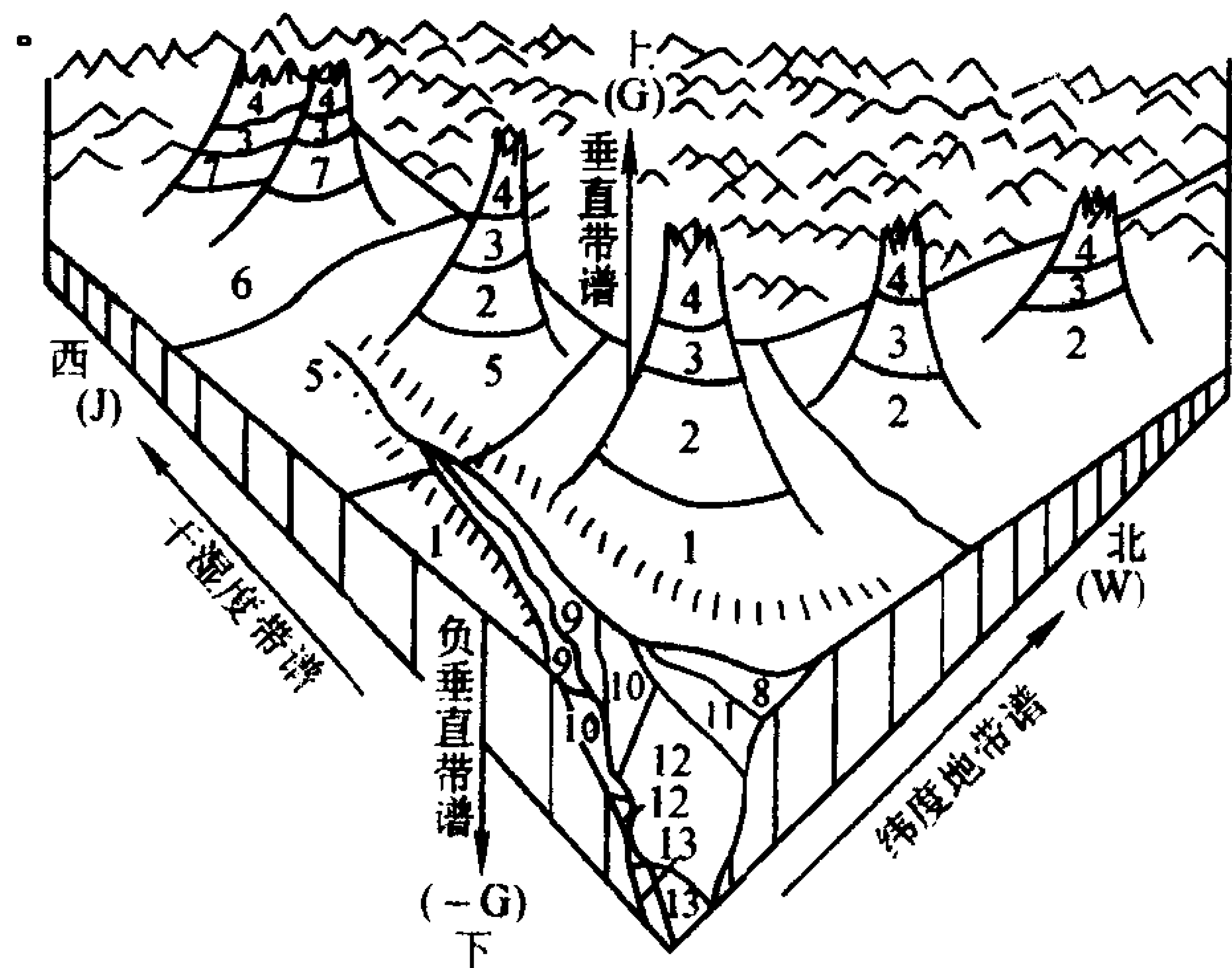


图 6-8 祁连山东部土壤垂直带谱（引自《中国土壤》）



1.亚高山草甸土；2.高山草甸土；3.高山寒漠土；4.冰雪层原始土壤和冰川、露头、岩块等；5.亚高山草原土；6.亚高山荒漠土；7.高山草原土；8.亚高山灌丛草甸土；9.阿嘎土；10.棕褐土（灰褐色森林土）；11.灰化土；12.棕壤；13.黄壤，(W)纬度；(J)经度；(G)高度（高原面向上的）；(-G)高度（高原面向下的）

图 6-9 西藏高原土壤的"三位一体"和"三向分异"示意图（据刘朝端）

三、土壤的地域分布规律

土壤分布的地域性（地方性）规律，是指广域地带范围内土壤与中、小地形及人为耕作影响、母质、水文地质等地方性因素相适应的分布规律。

（一）土壤的中域性分布规律

是指在中地形条件下，地带性土类与非地带性土类按不同地形部位呈现有规律的组合现象。一般有枝形、扇形和盆形三种组合形式。

枝形土壤组合广泛出现于高原与山地丘陵区，由于河谷发育，随水系的树枝状伸展，形成树枝状土壤组合，由地带性土壤、水成土和半水成土壤组成。如我国黄土高原沟谷多呈树枝状，由

黑垆土、黄绵土、潮土组成。

扇形土壤组合主要是不同土壤类型沿洪积-冲积扇呈有规律分布。由于沉积物的分选,洪积扇上部物质粗,多为地带性土壤,下部地下水位升高出现草甸土或盐渍土。

盆形土壤组合,是以湖泊洼地为中心向周围所形成的土壤组合。如荒漠地带由山麓到盆地中心常见的荒漠土、草甸土、风沙土、盐土等。

(二) 土壤的微域分布规律

是指在小地形影响下在短距离内土种、变种、甚至土类和亚类既重复出现又依次更替的现象。如在黑钙土地带的高地上,相应地见到淋溶黑钙土、黑钙土和碳酸盐黑钙土;在黑钙土地带低洼地上,则出现盐化草甸土、盐渍土或盐化沼泽土。

四、耕作土壤分布规律

耕作土壤分布规律是在自然土壤分布的基础上受人为活动影响所形成的规律性。

(一) 同心圆式分布

一般以居民点为中心,距居民点愈近,受人为作用愈强,熟化程度愈高。

(二) 阶梯式分布

在山地丘陵区修建梯田,耕作培肥,形成不同性质的土壤,呈阶梯状分布。

(三) 棋盘式分布

平原地区,实行大地园林化、条田化、丰产方和吨粮田,使土地方整化,规格化,布局成棋盘状。

(四) 框式分布

是在低洼圩区和湖荡地区,由于长期人为改造,不断挖低垫高,形成了桑(蔗)基渔塘,呈框状分布。

五、世界土壤分布

(一) 亚欧大陆土壤分布规律

在大陆内部,自北而南依次为冰沼土、灰化土、灰色森林土、黑钙土、栗钙土、棕钙土、荒漠土、高寒土、红壤及砖红壤等;在大陆西岸,自北而南为冰沼土、灰化土、棕壤、褐土、荒漠土;大陆东岸自北而南依次为冰沼土、灰化土、棕壤、红黄壤、砖红壤。

(二) 非洲大陆土壤分布规律

以赤道为基准向南北呈对称型土壤地带分布,依次为砖红壤、红壤、红褐土、红棕土、荒漠土。

(三) 南北美洲土壤分布规律

北美洲由于西部科迪勒拉山系呈南北走向延伸,土壤表现为干湿度地带性分布,由东而西土壤类型为湿草原土、黑钙土、栗钙土、荒漠土;东部因南北走向山体不高,土壤表现为纬度地带性分布,由北至南为冰沼土、灰化土、棕壤、红黄壤。

(四) 澳大利亚土壤分布规律

土壤分布呈半环状,自北、东、南三面向内陆和西部依次分布热灰化土、红壤和砖红壤、变性

土、红棕壤、红褐土、灰钙土、荒漠土

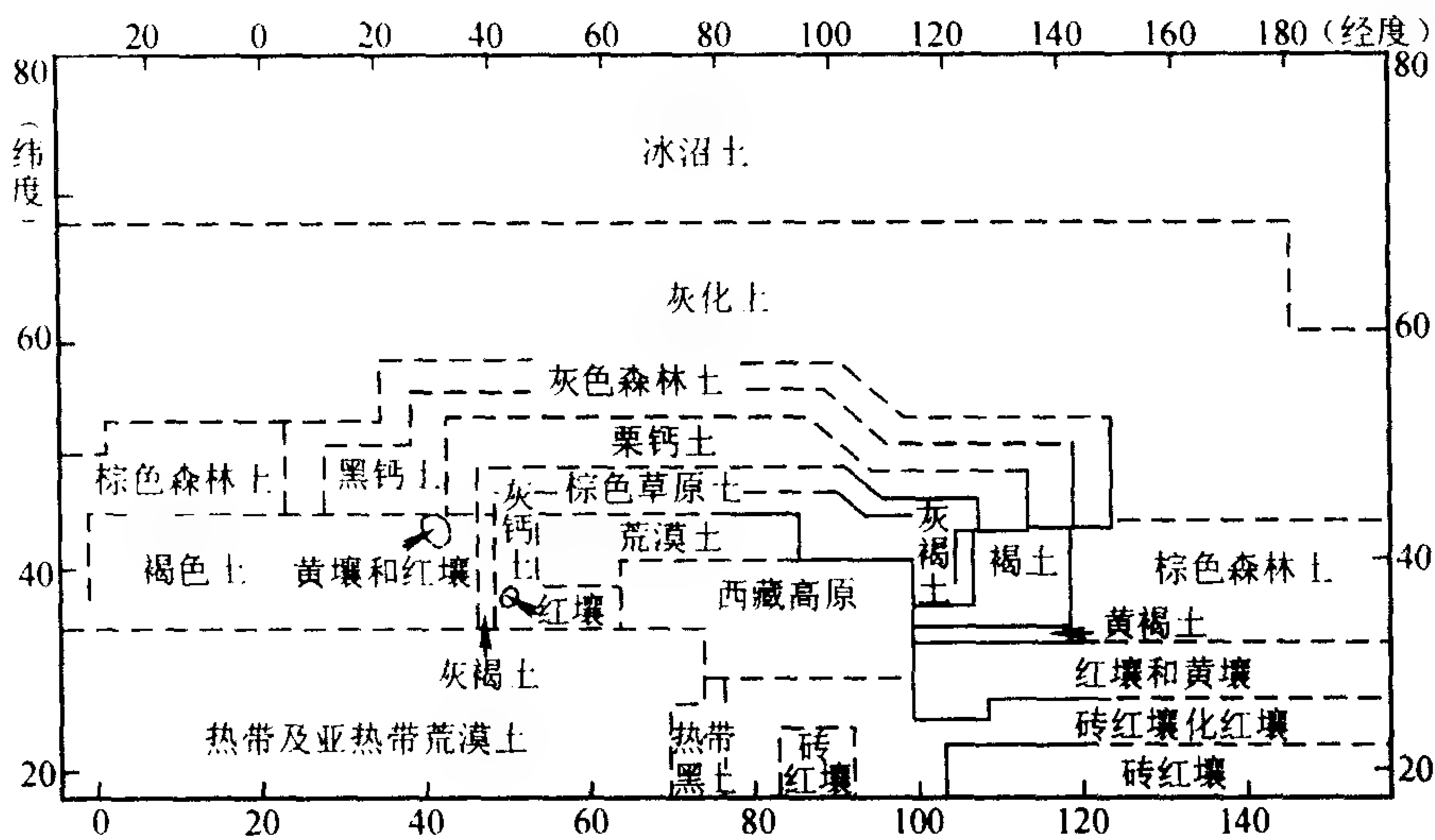


图 6-10 亚欧大陆土壤水平分布示意图(据马溶之)

第四节 土壤类型特征

20 世纪 50 年代初到 80 年代末，苏联的土壤发生学分类对我国土壤学发展影响很深：确立了中国土壤分类系统，土壤地带性观点和土壤地带性分布规律。对促进我国国民经济发展起了重要作用。但不足之处是缺乏定量标准。从 20 世纪 60 年代兴起、70 年代在世界上广为应用的土壤系统分类成为当今世界土壤分类的主流。中国土壤系统分类在这一背景下建立起来并汇入这一主流之中。中国土壤系统分类以诊断层和诊断特性为基础，是一个定量化、标准化和国际化的分类，既与国际接轨，又充分体现了中国土壤特色，代表了当前世界土壤分类的新方向。中国土壤系统分类把中国土壤划分出 14 个土纲：有机土、人为土、灰土、火山灰土、铁铝土、变性土、干旱土、盐成土、潜育土、均腐土、富铝土、淋溶土、雏形土和新成土。

一、有机土

土纲的定义和主要诊断层：有机土是富含有机质的土壤。相当于土壤发生学分类中的泥炭土。分布于全球地势低洼低地，生长以莎草科为主的植被，土体通气条件差，有机质不能充分分解，形成厚达 1～2m 或更厚的有机土壤物质。土体中物质还原作用强，剖面一定部位显现灰蓝色或灰色潜育层。有机土壤物质为主要诊断层：土表至石质或准石质接触面范围内有机土壤物质占总土层厚度的 2/3 或更厚，若有矿质土层，其总厚度小于等于 10 cm；大多数年份每年有 6 个月或更多时间被水饱和（人为排水除外），而且其上界位于土表至 40 cm 范围内，总厚度如下：① 若苔藓纤维占体积的 3/4 或更多，或容重小于 0.1 mg/m^3，为大于等于 60 cm；② 若有机土壤物质由高腐或半腐物质组成，或由纤维物质组成，其中苔藓物质（按体积计）小于 3/4 或容重为 0.1～

0.4 mg/m^3,则为大于等于 40 cm。

二、人为土

土纲定义和主要诊断层:人为土是人为耕作灌溉和施肥培育下的土壤。相当于土壤发生学分类的水稻土、𪣻土、灌淤土、菜园土。具有不同种类的人为表层,厚度一般大于等于 50 cm,土壤肥力比起源土壤高,且多蚯蚓和土壤动物及砖块、瓦片土壤侵入体。人为土在我国分为:① 水耕人为土,凡生长期超过 100 天有水源灌溉的地区均可种水稻。具人为滞水水分状况,诊断层为水耕表层和水耕氧化还原层。② 旱耕人为土,全国各地均有分布,其诊断层:有肥熟表层和磷质耕作淀积层的称肥熟旱耕人为土,主要分布于城市郊区;有灌淤表层的称灌溉旱耕人为土,分布于年降雨量小于 350 mm 的干旱和半干旱地区;有土垫性堆垫表层的称土垫旱耕人为土,分布于黄土高原及汾渭盆地;有泥垫性堆垫表层的称泥垫旱耕人为土,分布于亚热带滨河洼涂地和湖沼地区。

三、灰土

土纲定义和主要诊断层:灰土是具有螯合淋溶作用,土表至 60 cm 范围内有灰化层的土壤。相当于土壤发生学分类的漂灰土、灰化土。主要分布在俄罗斯、北欧和加拿大等地,我国面积小,见于大兴安岭北端、长白山北坡和青藏高原东南缘,气候寒冷湿润,主要植被为苔草 - 杜鹃 - 冷杉林(藏东南缘),杜香 - 落叶松林(长白山北坡)、杜香、杜鹃 - 落叶松林(大兴安岭北端)。成土过程中淋溶层中矿物分解成各种氧化物,部分被淋溶,SiO_2 趋于积累。灰化淀积层为主要诊断层,具备两个条件:① 厚度大于等于 2.5 cm,一般位于漂白层之下;② 由大于 85% 的灰化淀积物质组成,pH 小于 5.5,有机碳≥12 g/kg。

四、火山灰土

土纲定义和主要诊断特性:火山灰土是指发育在火山喷发物和火山碎屑物上的土壤。相当于土壤发生学分类初育土纲中的火山灰土。它包括弱风化含有大量火山玻璃质的土壤和较强风化富含短序粘土矿物的土壤。我国分布面积很小,多见于东北地区五大连池、长白山及云南腾冲等地。由于火山灰土发育和风化程度较低,土体构型多为 A - BW - C 或 A - C 剖面。A 层厚一般大于 30 cm,呈黑色高度腐殖质化,有机质含量高,形成有机表层、暗沃表层或暗瘠表层;BW 层黄棕色,质地略紧实。成土过程迅速,水解作用将火山灰风化成无定形的铝硅酸盐,腐殖质化作用形成稳定的有机 - 无机络合物。火山灰土的诊断特性:土壤中火山灰物质占全土重量的 60% 以上或更高,矿物组成中以水铝英石、伊毛镐石、水铝铁石等短序矿物占优势,伴有腐殖质络合物。除有机碳含量必须小于 250 g/kg 外,还应符合下列三条件:① 草酸铵提取的铝和二分之一的铁的总量至少为 2%;② 容重不大于 0.9 Mg/m^3;③ 磷酸盐吸持量至少为 25%。

五、铁铝土

土纲定义和主要诊断层。是指土表至 150 cm 范围内具有高度富铁铝化作用的铁铝层的土壤。相当于土壤发生学分类中的赤红壤、赤黄壤。我国主要分布于台、闽、粤、桂、滇等省区。气候高温多雨，植被为热带季雨林和南亚热带季雨林。土壤物质高度风化，细土部分富含粘粒，大部分在 400 ~ 600 g/kg 之间，剖面上下分布均匀。土壤风化达比较高的阶段，K_2O 含量小于 10 g/kg，几乎不含可风化矿物，盐基元素强烈淋溶，铁铝氧化物相对富集，pH 在 4.2 ~ 5.3 之间。铁铝层是铁铝土的主要诊断层：① 厚度大于等于 30 cm；② 粘粒含量大于等于 80 g/kg；③ 阳离子交换量(CEC_7)小于 16 cmol(+)/kg，实际阳离子交换量(ECEC)小于 12cmol(+)/kg，④ 50 ~ 200 μm 粒级中可风化矿物小于 10%，细土中全钾含量小于 8 g/kg。

六、变性土

土纲定义和主要鉴别特性：变性土是一种富含蒙皂石等膨胀性粘土矿物，具高胀缩性的粘质开裂土壤。相当于土壤发生学分类中的砂姜黑土，玄武岩及页岩、泥岩上发育的赤红壤。在我国分布比较分散，主要多见于淮北平原，多发育于粘质河湖相沉积物、基性火成岩和粘质沉积岩等母质上，在干湿交替条件下，土体干时开裂，湿时闭合，开裂与闭合交替出现产生不同形式的土壤扰动作用。高吸附力和大的活性表面使土壤具有较高的阳离子交换量。土壤颜色较深，但有机质含量不高。其诊断依据：① 矿质土表至 100 cm 范围内有变性特征；② 矿质土表至 50 cm 深度范围内无石质或准石质接触面。

七、干旱土

土纲定义和主要诊断层：干旱土是指发育在干旱水分条件下具有干旱表层和任一表下层的土壤。相当于土壤发生学分类中的棕钙土、灰钙土、高山及亚高山草原土、灰棕漠土、棕漠土。广泛分布于世界干旱半干旱地区。我国在年降水量小于 350 mm 地区广为发育。植被为旱生丛生禾草、旱生和超旱生小半灌木及灌木，覆盖度 1% ~ 15%，干旱程度愈高的地区植被愈稀疏，总生物量随降水量减少而降低。土壤淋溶弱，形成具有低腐殖质含量的特征表层，碳酸钙、石膏、易溶盐在剖面不同部位聚积。干旱土主要诊断层有：① 干旱表层；② 土表至 100 cm 范围内有一层或更多的如下土层：粘化层、雏形层、钙积层、超钙积层、石灰磐、石膏层、超石膏层、盐积层、超盐积层、盐磐。

八、盐成土

土纲定义和主要诊断层：盐成土是指在矿质土表至 30 cm 范围内有盐积层，或在矿质土表至 75 cm 范围内有碱积层，而无干旱表层的土壤。相当于土壤发生学分类中的盐土和碱土。主要发育于内陆干旱半干旱地区的低平洼地及滨海地区低地，气候干旱，降水量少，地下水位埋藏浅，

矿化度高，经蒸发，盐分向土体上层集中。盐分来源于矿物风化，降雨，降尘，盐岩，灌溉水，地下水以及人为活动等。盐类成分主要有钠、钙、镁的碳酸盐，硫酸盐和氯化物。主要诊断层有：①盐积层，为在冷水中溶解度大于石膏的易溶性盐类富集的土层，厚度大于等于 15 cm，干旱地区盐成土含盐量大于等于 20 g/kg，其他地区盐成土含盐量大于等于 10 g/kg；② 碱积层，为一交换性钠含量高的特殊淀积粘化层，呈柱状或棱柱状结构，土体下部 40 cm 范围内某一亚层交换性钠饱和度大于 30%，pH≥9.0，表层土含盐量小于 5 g/kg。

九、潜育土

土纲定义和主要诊断特性：潜育土是指矿质土表至 50 cm 范围内出现厚度至少有 10 cm 的潜育特征的土壤。相当于土壤发生学分类中的草甸土、潮土、林灌草甸土、沼泽土。其形成的主要条件，一是低洼的地形；二是土壤水分饱和；三是有机物质的存在。由化学还原过程和有机质的嫌气分解过程共同作用形成了潜育土。潜育特性是潜育土的主要诊断依据：按体积计，50%以上的土壤基质色调比 7.5Y 更绿或更蓝，或无彩色，或有少量锈斑纹、铁锰凝团、结核或铁锰管状物。

十、均腐土

土纲定义与诊断层和诊断特性：均腐土是具有暗沃表层和均腐殖质特性，且在粘化层上界至 125 cm 范围内，或在矿质土表至 180 cm 范围内，或在矿质土表至石质，或准石质接触面之间，盐基饱和度≥50%的土壤。相当于土壤发生学分类中的黑垆土、黑钙土，栗钙土、灰褐土、磷质石灰土。均腐土主要分布于半湿润和半干旱辽阔的杂类草草甸、草甸草原及草原地区，我国东北和西北地区分布面积广，南方亚热带溶岩地区，热带南海诸岛也有分布。成土特点包括腐殖质积累作用与钙积作用，此外尚有附加的粘化作用，氧化还原作用，磷的聚积与淋移，积盐与脱盐作用。其主要诊断层和诊断特性是暗沃表层和均腐殖质特性与盐基饱和度。涉及到均腐土系统分类的诊断层还有钙积层、粘化层、漂白层、舌状层等，并有堆垫现象、肥熟现象、舌状现象、碱积现象等。

十一、富铁土

土纲定义和主要诊断层：富铁土是指具有中度富铁化作用，矿质土表至 125 cm 范围内的低活性富铁层，但无铁铝层的土壤。相当于土壤发生学分类中的燥红土、黄壤、粘淀红壤、红色石灰土。分布于热带亚热带地区，我国多见于长江以南各省区，温热气候条件下，植被为常绿阔叶或常绿针叶林。土壤形成过程中，因矿物中度风化，盐基淋失，脱硅，导致氧化铁相对富集，呈现铁质特性和低活化粘粒特征。因而低活性富铁层是富铁土纲特有的诊断层：① 厚度≥30 cm；② 质地为极细砂土、壤质细砂或更细的土质；③ 该层中的部分亚层厚度大于等于 10 cm，阳离子交换量(CEC_7)大于等于 20 g/kg，④ 无铁铝层所有的全部特征。

十二、淋溶土

土纲定义和主要诊断层:淋溶土是指土表至125 cm范围内有粘化层的土壤。相当于土壤发生学分类中的黄棕壤、棕壤、褐土。从北美洲和欧亚大陆北纬60°到南美洲和非洲的赤道附近均有分布。我国自寒温带向南到北亚热带及中亚热带都有分布。干湿季节明显,植被为针阔混交林,旱生森林及常绿林。因雨热同季,土体中原生硅酸盐矿物风化变质,粘粒移动和淀积。所谓粘化过程,就是指层状硅酸盐粘粒由表层迁移淀积到一定深度的过程。粘化层与上伏A层相比,其粘粒或细粘粒明显增多,结构体表面有光性定向粘粒胶膜。粘化层作为淋溶土的主要诊断层有以下标准:① 阳离子交换量大于等于24cmol(+)/kg;② 具有常湿润、湿润、半干润土壤水分状况,有寒性,冷性、温性或热性土壤温度状况。涉及到淋溶土系统分类的诊断层还有暗沃表层、淡薄表层、耕作淀积层、粘磐、钙积层等。

十三、雏形土

土纲定义和主要诊断层:雏形土是发育程度低而具雏形层的土壤。相当于土壤发生学分类中的石质初育土、部分潮土、部分高山草甸土、部分棕壤、部分褐土。世界土壤图图例系统、美国和西欧土壤分类系统都有雏形土的位置和定量指标。我国除了具有明显诊断特性的土纲和无诊断特性的新成土之外,其余的发育弱而未成熟的土壤尽归其中。从极地到赤道都有分布。成土作用表现为:土壤物质风化处于较低阶段,物质粗夹杂有岩屑;物质淋溶程度弱,基本上无物质淀积,不发生粘化现象;粘土矿物2:1型为主,胶体上净负电荷量高,粘粒活性强。雏形层为主要诊断层:风化成土过程中形成的无或基本上无物质淀积,未发生明显粘化,带棕、红棕、红、黄或紫等颜色,且有土壤结构发育的B层。

十四、新成土

土纲定义:新成土是具有弱度或没有土层分化的土壤。相当于土壤发生学分类中的风砂土、冲积土、粗骨土、部分紫色土、部分黄绵土。一般只有一个淡薄表层或人为扰动层和不同的岩性特征,可出现于任何气候、地形、植被、风化物和沉积物条件下,广泛分布于大江大河两岸、河口三角洲、冲积平原及风沙物质聚积区。它不具有供鉴别土壤的诊断层和诊断特性。它的存在与成土时间短、气候极端干旱、寒冷、抗风化作用强的石英含量高、土壤不间断地侵蚀和堆积、人工扰动有密切关系。因此,新成土是一种年轻的土壤,土壤性状基本保持土壤母质的特性,仅有淡薄表层,呈A—C型剖面构造。

第五节　土壤资源的合理利用和保护

土壤资源是指具有农林牧业生产性能土壤类型的总称,是人类生活和生产最重要的自然资源,属于地球上陆地生态系统的重要组成部分。

一、土壤资源的概念

土壤资源是土地资源重要的组成部分,是土地资源的基础。土地资源除了土壤之外,还包括岩石及其风化物、生物、地形、气候等自然体。土地资源和土壤资源一样具有生产性能。土壤和土地的概念既有联系又有区别。

土壤资源具有一定生产力,其生产力高低,除了与土壤的自然属性有关外,很大程度上决定于人类生产科学技术水平。不同种类和性质的土壤对农林牧具有不同的适宜性。

土壤资源具有可更新性和可培育性,人类可以利用土壤的发展变化规律,应用先进技术,促使肥力不断提高,生产更丰富的产品,满足人类生活需要。若不恰当地利用土壤,其肥力和生产力将随之下降。

土壤资源的空间存在形式具有地域分异规律,表现在时间上有季节性变化的周期性,土壤性质及其生产特征也随季节变化而发生周期性变化。

土壤资源位置有其固定性,面积有其有限性,同时具有其他资源不能代替的性质。在人口不断增加的情况下,应合理利用和保护土壤资源。

二、世界及我国土壤资源概况

(一) 世界土壤资源概况

地球上陆地总面积约 $149\times10^6 km^2$,而无冰覆盖的陆地面积约 $130\times10^6 km^2$,其中可耕地约 $30\times10^6 km^2$,约占陆地总面积的 23%,已耕地仅有 $14\times10^6 km^2$,只占陆地总面积的 10.7%,还有 14.7%的可耕地有待开发,但其中有些是属于难利用的土地,如冻土、沙漠、裸岩、陡坡山地等,真正肥沃便于耕种的土地大部已被垦殖。在世界上耕地分布又很不平衡,特别是与人口的分布不相适应,非洲、南美洲、大洋洲人口较少,分别占世界人口的 10%、6%、0.5%,但可耕地却很多,未耕地分别占耕地面积的 78%、87%、86%;亚洲人口占世界总人口的 56%,而可耕地只有 20%,其中 77%已被垦殖。可见耕地面积不仅小,而且分布也不平衡。

(二) 我国土地资源概况

在我国约 $960\times10^4 km^2$ 的国土上,土壤资源极为丰富,按 1988 年全国土壤普查的《中国土壤系统分类表》共有13个土纲,60个土类,有世界上主要的森林土壤和草原土壤、荒漠土壤,还

表 6-9 世界各大洲土地利用状况

	总面积 $/10^4 km^2$	可耕地 $/10^4 km^2$	可耕地占总面积 /%	已耕地 $/10^4 km^2$	已耕地占可耕地 /%	未耕地占可耕地 /%
北美洲	2 420	62.07	25.9	273.4	43	57
南美洲	1 780	596.3	33.5	78.3	13	81
非　洲	3 030	712.0	23.5	157.5	22	78
欧　洲	1 050	397.9	37.9	212.1	54	46
亚　洲	4 390	886.7	20.2	684.8	77	23
大洋洲	860	199.5	23.2	33.5	14	86
全世界	13 530	3 419.1	25.3	1 439.6	42	58

有世界上特有的青藏高原土壤，对发展农林牧业具有广泛的应用价值。据统计，我国山地、高原占国土总面积的64%，丘陵占10%，平原和盆地只占26%。我国耕地面积 $9.9\times10^5km^2$，人均耕地面积只相当于世界人均占有耕地的1/4；森林面积 $1.2\times10^6km^2$，人均1 200 km^2，森林覆盖度为12.7%，低于世界人均占有面积和森林覆盖率；草场资源面积 $3.53\times10^6km^2$，人均3 533.33 m^2，世界人均7 333.33 m^2，我国也低于世界人均水平。根据1990年底全国土地详查资料，全国耕地面积为20.16亿亩（$1.33\times10^8hm^2$），以国家统计局数字多41%，但实有耕地面积未增加。按详查数计算，人均耕地只有1.66亩（$0.1hm^2$），不及世界人均耕地3.75亩（$0.25hm^2$）的44%。目前我国人均耕地大于2亩（$0.13hm^2$）的12个省区主要在东北和西北；人均耕地少于1亩（0.06 hm^2）的有北京、上海、天津、湖南、广东、福建等省市；全国低于联合国粮农组织确定的人均耕地0.8亩（0.05 hm^2）临界值的县（区）666个，占全国县（区）总数的23.7%，其中低于0.5亩（0.03 hm^2）的县区达463个。

表6-10　中国土地资源构成

土地类别	面积/10^4km^2	占总土地面积/%
全国合计	960	100
耕地	99.4	10.4
林地	131.3	13.7
草地	286.0	29.8
流动砂丘及戈壁	101.3	10.6
荒山、草坡、石质地	86.0	9.0
冰川及永久积雪	4.7	0.5
沿海滩涂	1.3	0.1
内陆水面	26.7	2.8
城镇工矿用地	66.7	6.9
其他	155.6	16.2

三、土壤资源开发利用中存在的问题

（一）耕地逐年减少，人地矛盾突出

由于人口增长，人均耕地面积逐年减少，已成为世界性的问题。目前全世界有 15×10^6 个居民点，其中有500～600个规模大的城市，若以每个居民点占地 $10hm^2$ 计则共占地 $1.5\times10^8hm^2$。自1970～1980年，美国、法国、意大利和英国，农地用作城市建设各占其2.8%、1.0%、2.5%和1.2%；荷兰近20年来每年占用农业用地万余公顷。我国从1950年到1980年的30年间，人均耕地减少了1亩（$0.06hm^2$）。据国家统计局统计，1986～1995年，减少耕地1.03亿亩（$0.067\times10^8hm^2$），开发复垦7 400万亩（$32.2\times10^4hm^2$），增减相抵，耕地净少2 899万亩（$191.3\times10^4hm^2$），相当于韩国耕地总量；年均减少耕地290万亩（$19.1\times10^4hm^2$），相当于每年减少3个中等县的耕地面积。今后我国每年还净增加1 600万以上的人口，生存空间将越来越小。

（二）土壤侵蚀的危害

土壤的水蚀和风蚀是土壤资源遭到破坏的常见现象，世界约有1/4的耕地土壤受到不同程

度的水蚀和风蚀，目前全世界土壤流失量已增加到254亿吨每年。我国50年代初水土流失面积为$116\times10^4km^2$，现在已扩大到$190\times10^4km^2$，增长了64%，受水土流失的耕地约占耕地总面积1/3以上。水土流失最严重的黄土高原，水土流失面积占全面积的90%，约有$43\times10^4km^2$，年侵蚀量6 000 t/km^{2}以上；长江流域已有20%面积发生水土流失，珠江、辽河等流域也有所加重。估计全国土壤流失量50×10^8t每年，相当于流失氮、磷、钾肥$4\ 000\times10^4t$，这些土壤养分流失量折合成化肥，约相当于全国化肥的年产量。

（三）土壤退化，生产力下降

由于土壤侵蚀和垦殖利用不合理，土壤不断退化，表现在有机质含量下降，营养元素短缺，土壤结构破坏，土层变薄，土壤板结，土壤盐渍化和沙化。据艾伦统计，世界土壤资源养分亏损面积达23%，热带地区土壤中亏损最多的是磷、钙、镁、锌、硼等；南美酸性土中缺乏氮、磷养分者占90%以上，缺钾者占70%，缺锌者占62%。据印度统计，粮食生产消耗的养分远远多于施用化肥补充的养分。我国耕地土壤有机质下降也是很普遍的，如北大荒黑土未垦前有机质、全氮、全磷含量分别为75g/kg，4.5g/kg，2.3g/kg；垦种10年后分别下降到62g/kg，4.1g/kg，2.3g/kg；种植20年后又分别下降到43g/kg，3.0g/kg，1.7g/kg。南方土壤开垦后耕层有机质下降速度更快。因此，土壤有机质含量下降是当前土壤退化的主要标志。如果不加阻止，地球上土壤腐殖质的损失可以造成生态危机，因为土壤腐殖质是地球表面太阳能的主要累积器，也是保证生物圈生态稳定的土壤生产力保护者。

（四）土壤盐碱化

世界上各大洲的干旱、半干旱地区普遍存在盐碱土，占干旱区面积的39%。主要分布于亚欧大陆内部、北非、北美西部。面积最大的是前苏联，约$7\ 500\times10^4hm^2$，印度$692.6\times10^4hm^2$，巴基斯坦约$600\times10^4hm^2$，其他干旱、半干旱地区也有分布。在滨海地区和旱作土壤灌溉区有滨海盐土和次生盐土发生。联合国粮农组织1986～1987年统计受次生盐渍化影响，土壤失去生产力的面积为$228\times10^6hm^2$，几乎为灌溉总面积的50%。我国盐碱土主要在黄淮海平原、东北西部、河套地区、西北内陆干旱、半干旱区、滨海地区，估计总面积$20\times10^4km^2$以上。

（五）土地沙化

干旱、半干旱地区土壤资源退化的另一种现象就是土地沙化。联合国环境规划署估计，沙漠化威胁着世界土地面积的1/3约$4\ 800\times10^4km^2$，并影响至少8.5亿人的生活，世界上许多牧地处于危险之中。联合国统计当前世界每年有$7\times10^4km^2$的土地变成沙漠，如非洲撒哈拉沙漠每年南侵约30～50km，沙漠前缘长达3 500km。我国的沙漠、戈壁和沙漠化土地面积已达$153.3\times10^4km^2$（1991年全国沙漠会议公布数字），占全国总土地面积的15.9%，主要分布在我国的西北、华北北部和东北的西部，其中沙漠化土地面积$17.6\times10^4km^2$，潜在沙漠化土地$15.8\times10^4km^2$。从沙漠化发展的趋势看，在现有自然条件下，随着人类过度利用土地，沙漠化空间分布范围正在逐步扩展。根据本世纪50年代末和70年代中期航片对比，25年来我国北方沙漠化土地增加了$3.9\times10^4km^2$，平均每年扩大1 560 km^2。近十多年来我国北方沙漠化土地的蔓延速度增大到年均2 100km^2，到80年代末已经沙漠化的土地至少已达$19.7\times10^4km^2$。并预测到2030年沙漠化土地将比目前增加$32.52\times10^4km^2$。世界上几次著名的沙尘暴给人们以深刻的教训。1993年5月5日，一次强大的沙尘暴席卷了甘肃河西走廊的东部，宁夏的中卫和银川，内蒙古的阿拉善盟，涉及范围500 km，农作物受害面积560万亩（$36.9\times10^4hm^2$），沙埋水渠2 000多km，丢失大小牲畜12

万头(只)。20世纪30年代美国的沙尘暴使全国2/3地区受灾,3×10^8t的沃土被刮走。60年代苏联中亚地区风蚀面积高达45×10^4km^2。1960年4月乌克兰的一次沙尘暴,受灾面积4×10^4km^{2}以上,耕地表土吹蚀30~50cm,卷走$(9\sim12)\times10^8$t土壤。上述这些触目惊心的沙尘暴事件所得到的深刻教训是:任意破坏生态环境,代之而来的是极其严重的恶果。

(六)土壤污染

随着工农业生产的发展,工业三废和农药、化肥进入土壤的数量逐年增多,由于管理不善,致使有毒有害物质在土壤中含量达到危害植物正常生长发育的程度,并通过食物链的传递,影响到人类的健康,造成巨大的损失。日本枥木县,早在1877年曾发生足尾铜山公害事件,主要是铜矿山含铜毒水污染了附近的农田,引起数千公顷土壤和作物受害,土壤中酸溶性铜含量达200 mg/kg,水稻株高10 cm,造成严重减产。20世纪50~60年代初,日本工业高速发展,环境污染加剧,危害人体健康事件不断发生,如富山县神通流域,由于使用镉污染的河水灌溉农田,土壤受镉污染,产出的稻米含镉,引起数千人患了"骨痛病"。70年代中期以后,日本加强了环境保护和治理工作,控制了工业废水和生活污水排放,目前环境质量得到了很大改善。日本、美国、德国等一些发达国家,在高交通量的道路两旁,土壤受多环芳烃及铅污染很严重。前几年一些发达国家将本国有毒废弃物作为工业原料向发展中国家输入,我国和其他发展中国家陆续受害。农药和化肥的大量使用,是美国、西欧和日本现代化农业的主要特征。全世界有1/3~1/2的化学杀虫剂用在美国,导致美国23个州地下水中有57种农药混合污染,佛罗里达州和加利福尼亚州分别封闭了1 000多眼饮用水井。

我国正处在经济腾飞时期,工业"三废"排放量日益增多,受污染的土壤面积不断扩大。据统计,1980年全国工业"三废"污染农田266.7×10^4hm^2,1988年增加到666.7×10^4hm^2,1992年已达0.1×10^8hm^2,每年损失粮食120×10^8kg。其中污水灌溉污染农田330×10^4hm^2,大气污染农田530×10^4hm^2,固体废物堆放侵占农田及垃圾、污泥农用不当污染农田90×10^4hm^2。我国乡镇企业发展迅猛,1992年全国乡镇企业排放工业废水18.3×10^8t,废气约122×10^{10}m^3,工业废渣1.15×10^8t,虽然其总量只占全国"三废"总量10%左右,但局部污染却十分严重。我国化肥年施用量为$2\,930.2\times10^4$t,农药22×10^4t,农用地膜80×10^4t,无疑对保证我国农业高产丰收起到重要作用,但不合理的或过量的施用,必然会对土壤造成污染。目前我国土壤环境污染问题,局部地区有所改善,总体来看依然严峻,应引起各有关部门足够重视,及时采取有效措施,加以预防和消除。

四、土壤资源的合理利用和保护

世界土壤资源在开发利用中,强调农林牧综合发展、综合治理、扩大耕地面积和提高农作物的单位面积产量;土壤资源的保护,则要求查明土壤资源存在的主要限制因素及农用地减少的原因,以便提出改造土壤资源对农林牧业生产的不利因素及保护耕地的具体措施。

(一)扩大耕地面积、盘活土地存量

扩大耕地面积,主要是开垦荒地。全世界可垦耕地$3\,189.0\times10^6$hm^2,已垦耕地$1\,388.1\times10^6$hm^2,占可垦耕地的46%。从各大洲看,已垦耕地占可垦耕地的百分比,亚洲为83%,欧洲为88%,北美洲为51%,非洲为22%,南美洲为11%,澳大利亚和新西兰更低。由此看来,世界各地均有一些可垦耕地,但分布不平衡,非洲和南美洲扩大耕地面积潜力很大。1961—1980年在工业

发达国家农业增产来自扩大耕地面积者占 8%，其余的 92% 来自提高单位面积产量；同一时期非洲和南美洲粮食增产来自扩大耕地面积分别占 52% 和 54%。尤其在亚洲和欧洲发展农业的重点基本上都放在提高土地资源生产潜力上。我国有宜农地约 $32 \times 10^4 km^2$，可垦海涂资源 $15\ 133.33 km^2$，开荒的重点是热带亚热带地区与干旱半干旱地区。前者荒地地块小而分散，但垦后经济效益高；后者荒地面积大而集中，干旱缺水，生态系统脆弱，开荒难度大，但土壤资源潜力大。

近些年来城市用地规模过大，1986—1995 年我国 31 个特大城市主城区用地规模平均增长 50.2%，城市用地规模增长弹性系数（城市用地增长率与人口增长率之比）为 2.92，超出合理限度 1.12 的 1 倍以上。我国城镇和农村居民点用地总量已达 2.72 亿亩（$0.18 \times 10^8 hm^2$），人均用地 $153m^2$，若将人均用地降到 $100m^2$，可盘活耕地 9 000 万亩（$594 \times 10^4 hm^2$）。我国现有 600 多个城市中，有 402 个人均占地超过 $100m^2$，盘活土地潜力很大。上海近年实行工业向园区集中，居民向集镇集中，耕地向规模经营集中。仅松江小昆山镇从1 780户农民集中建房，宅基地由 $69hm^2$ 降到 $14hm^2$，节省土地 80%。河北省计划将 60 万亩（$3.96 \times 10^4 hm^2$）农村村庄空闲地利用起来；江苏省计划将 28.9 万个自然村缩并成 2.03 万个，可复垦耕地 300 万亩（$19.8 \times 10^4 hm^2$）。

（二）综合整治，合理布局

要充分发挥土壤资源潜力，就必须按照土壤资源对农林牧的适宜性，合理安排农业生产布局和结构，如果安排不当，势必限制土壤资源潜力的发挥，直接影响到农林牧业的全面发展。一般认为，应根据实际情况，宜农则农，宜林则林，宜牧则牧。但这种适宜性是相对的，适宜程度除决定于土壤资源的自然属性外，还受生产力水平和科学技术的制约。因此，要使土壤资源利用有一个合理的农林牧布局和结构，主要是处理农林牧三结合的关系。如农用地的开发，必须辅以水土保持林，水源涵养林，防风固沙林，还要发展相应的牧业生产。尤其在农林或林牧及农牧交错地区，调整好彼此的关系，促进生态平衡，提高土地经济效益，创造一个良好的农业生态环境和人类生存环境。

（三）改造土壤资源的障碍因素

1. 防治土壤侵蚀　土壤侵蚀在人类出现以前，由于暴雨、山洪已引起侵蚀。天然原因全球每年携入海洋的物质 $93 \times 10^8 t$，人类活动加速了土壤侵蚀。流入海洋的物质为 $240 \times 10^8 t$，为天然侵蚀的 2.6 倍。防治侵蚀必须工程措施与生物措施相结合，首先要因地制宜确定农林牧的适当比例，然后按农林牧业生产采取相应的工程措施和生物措施。如农用地修建水平梯田、打坝淤地，并在地坎、沟谷源头植树造林和种草；林业可采取开挖水平沟、鱼鳞坑等栽种林木。在采取各种治理措施时，一定要考虑经济效益与生态效益。我国的黄土高原土壤侵蚀相当严重，修建的水平梯田比同一地区坡地土壤蓄水量高 7% ~ 8%，亩产也比坡耕地高 1 ~ 2 倍。此外耕作措施也能起到防治土壤侵蚀的作用，如高茬收割、深耕松土、草田带状间作、间套作、增施有机肥以及免耕法，均可起到防治土壤侵蚀的作用。

2. 改良盐碱土　改良盐碱土和防止土壤次生盐渍化应同时并重，主要有水利改良措施、农业技术措施、工程措施、生物措施和化学改良措施。防止土壤次生盐渍化主要是科学灌水，防止渠道渗漏，抑制地下水位上升。

3. 改良沙土地　主要是营造防风固沙林，在此基础上再采取掺粘土、引洪漫淤，施有机肥、施固沙剂等办法进行改良。

4. 防治土壤污染　土壤污染包括“工业三废”、放射性废物、重金属、农药等，可导致土壤物理、化学、生物性质变坏，质量变劣，作物积毒量增多甚至不能食用。防治土壤污染首先是杜绝污染源；同时采取农业技术措施进行治理，如施用石灰改变土壤 pH，可使镉、铜、锌、汞等形成氢氧化物沉淀；施用磷肥可减轻铜、锌、镍对作物生长的危害；施用有机肥可促使有毒物质被土壤吸附；污水经处理后再灌溉；在污染较重的地块可采用客土法减轻土壤的污染。

5. 培肥土壤提高单位面积产量　提高土壤质量，首先要大力发展农田基本建设，其中心任务是培肥土壤。我国中低产田占总耕地面积的61%，长江流域及其以南地区耕地占全国耕地的38%，水资源却占全国的80%以上。淮河流域及其以北地区，耕地占全国总耕地面积的62%，水资源不足全国的20%。全国优质耕地少，有灌溉设施和水源保证的耕地只占总耕地的39%。1995年平均亩产粮食283 kg，与发达国家相比，粮食单产低150～200 kg。目前，全国各地正在开展中低产田改造，主要是增施有机肥、秸秆还田、种植绿肥、扩大灌溉水源、加强水肥科学管理等。如小麦平均单产全世界为1.7 t/hm^2，欧洲为3.0 t/hm^2，亚洲为1.2 t/hm^2，非洲为1.0 t/hm^2，大面积生产最佳平均单产为5.2 t/hm^2，潜在生产力可达12 t/hm^2。由此可见，土壤的生产潜力还是很高的。对于可耕地较少的亚欧两洲来说，农业发展的重点应放在增加土壤肥力，提高单位面积产量。

主要参考书

1. 熊毅，李庆逵．中国土壤（第二版）．北京：科学出版社，1990
2. 中国科学院南京土壤研究所土壤系统分类课题组，中国土壤系统分类课题研究协作组．中国土壤系统分类（修订方案）．北京：中国农业科技出版社，1995
3. 南京大学等．土壤学基础与土壤地理学．北京：人民教育出版社，1980
4. 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会．土壤地理．北京：科学出版社，1981
5. 李天杰等．土壤环境学．北京：高等教育出版社，1995
6. 刘兆谦．土壤地理学原理．西安：陕西师范大学出版社，1988
7. 朱鹤健，何宜庚．土壤地理学．北京：高等教育出版社，1992
8. 吴先余．土壤地理学．西安：陕西科学技术出版社，1990
9. 潘树荣，伍光和，陈传康等．自然地理学．北京：高等教育出版社，1985
10. 赵其国．90年代的土壤科学．中国土壤科学的现状与展望．南京：江苏科学技术出版社，1991
11. 胡双熙．陇东和陇中黑垆土的发生与演变．土壤学报，Vol.31.No.3
12. 胡双熙．天山中段冰川环境变迁与高山土壤的形成演化．土壤学报，Vol.35.No.2
13. 胡双熙等．我国西北地区钙积正常干旱土系统分类研究．中国土壤系统分类新论．北京：科学出版社，1994
14. 龚子同等．中国土壤系统分类（理论、方法、实践）．北京：科学出版社．1999

第七章 生物群落与生态系统

形形色色的生物有机体遍布于地表各个地方，其数量多得惊人。它作为地理环境中唯一有生命现象的有机成分，虽然其活质总量仅约为 $3\times10^{12}\sim3\times10^{13}$t，远低于其他圈层的重量，如大气圈为 5×10^{15}t，水圈为 1.41×10^{18}t，地壳为 5.98×10^{21}t，但它却对自然环境产生极其深刻的影响。

在地球上存在有生物并受其生命活动影响的区域叫做生物圈（Biosphere），它包括大气圈的下层、整个水圈和岩石圈的上部，厚度约达 20km。实际上生物的大部分个体集中分布于地表和海洋表面上下约 100m 的范围内，形成为包围地球的一个生命膜。生物在这个圈层中是一个非常活跃的因素，它们的有机体及其群体参与了各种地理过程的进行和不同地理环境的形成，并且常常是地理景观最突出的特征。同时，生物也是人类进行生产活动的重要资源和生存的基本条件，是社会、经济持续发展的重要物质基础。

总之，生物是宇宙中最为活跃的物质形式，在自然界能量的转化与固定、物质的迁移与循环和信息的传递与贮存中扮演着十分重要的角色，它的出现还使我们人类居住的这个行星表面变得绚丽多彩，生机勃勃。

第一节 地球上的生物界

地球的年龄约为 45 亿～46 亿年，在它形成的初期，地球表面为还原性大气，主要由水气、H_2S、N_2、CH_4、NH_3、CO_2、CO 和 H_2 等组成，缺少氧气。在这种原始的大气环境条件下，以强烈的紫外线辐射、放电和火山爆发等为能源，促使上述简单物质进行化学演化，形成氨基酸、核苷酸和糖等有机物质，这个过程大约开始于 40 亿年前。接着这些简单有机物质随着雨水进入海洋，由于那时既没有生物的消耗，也没有氧气的分解，尤其在海洋中也不会被紫外线破坏，便逐渐合成为蛋白质和具有自我复制能力的核酸等复杂有机物质。估计大约到了 35～38 亿年前，蛋白质和核酸在原始海洋中越积越多，浓度不断增加，并相互作用，逐渐凝聚形成为一种呈小滴状的多分子体系——团聚体，它具有与外界环境接触的界膜。通过界膜团聚体内外进行原始的物质和能量交换。以后，有些多分子体系经过长期不断演变，终于形成具有原始新陈代谢作用和能够进行繁殖的原始生命。此后，就由生命起源的化学进化阶段进入生命出现以后的生物进化阶段（图 7－1）。

大约距今约 32 亿年前，地球上出现了最早的单细胞原核生物细菌，从那时起到现在的 30 多亿年间，生物赖以生存的地理环境曾发生过多次重大的变化，与此同时生物在自然选择和本身的遗传与变异共同控制下，也在不断地发生分化与发展，旧种逐渐灭亡，新种相继产生，各种类群的动植物盛衰更替，由简单到复杂，由低级到高级，并由水生到主要为陆生的演化途径，形成为今日地球上十分繁荣的生物界。它们的形态各异，习性有别，种类繁多。据统计，现今地球上已被科学家记载定名的生物约有 140×10^4 种，其中动物约 100×10^4 种，植物约 40×10^4 种。一般估计，

实际存在的生物种类约达 10×10^6 种或更多。

如此浩繁的生物种类，是地球上一项极为宝贵的财富。人们为了识别它们，以便更好地利用和保护，就需要对它们加以分类。长期以来人们比较了生物形态与解剖特征的异同、习性的差别和亲缘关系的远近并加以汇同辨异，分门别类，划分出许多不同的生物类群，再按它们的演化趋向和由低级到高级的顺序，把划分出来的门类予以编制排列，建立起一个能够反映生物间亲缘关系和进化程度的有规律的分类系统。生物分类系统中所采用的等级单位是界、门、纲、目、科、属、种等。种又称物种(Species)，是生物分类的基本单位。种不是相似个体的简单集合。种是起源于共同祖先、具有极为相似的形态和生理特征，且能自然交配产生可育后代，并具有一定自然分布区的生物个体群。相似的种合并为属，相似属合并为科，依次类推。这样便可将各种生物归属于系统中的适当位置，避免混乱。

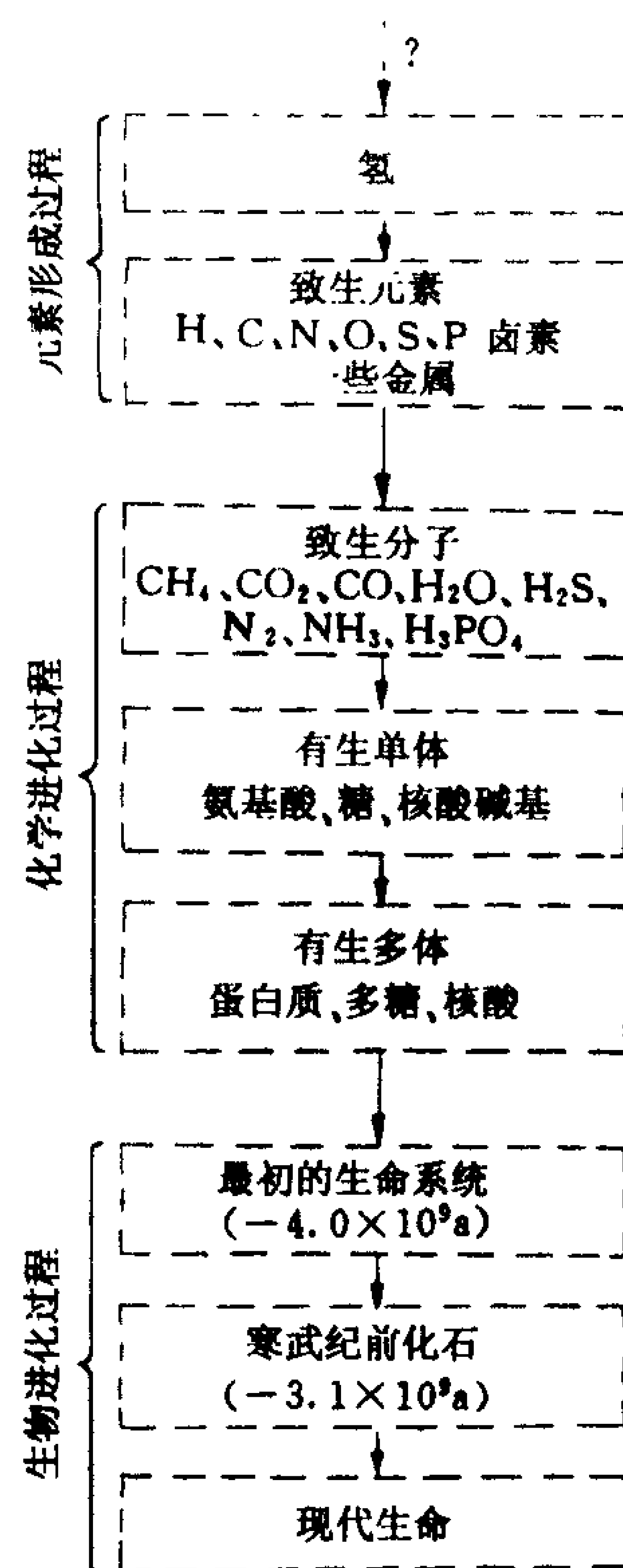


图 7－1　从元素到生命的进化顺序(M. Calvin,1975)

历史上曾有过许多生物分类的体系，例如 1735 年瑞典生物学家林奈(Linnaeus)曾将生物分为动物界和植物界两大类，它们特征相异，界线分明，故目前仍被广泛应用着。植物多是自养的，不运动或是被动运动的，具有细胞壁；动物是以植物或猎物为食的异养生物，能运动，细胞无壁。但是现代生物科学的发展，认为把生物划分为动、植物两大部分过于简单，是值得改进的，随之出现了三界、四界之分。20 世纪 60 年代末，美国魏泰克(Whittaker,1969)把生物划分为原核生物、原生生物、植物、真菌和动物 5 个界(图 7－2)。这五界从演化关系来看，在纵的方向显示了生物由简单到复杂、从低级到高级演化的基本趋势和三大发展阶段——原核生物、真核单细胞生物和真核多细胞生物阶段；在横的方面把真菌单立为一界，与动、植物平行共同成为高等生物进化的三大方向。这个分类系统比较符合生物演化发展的事实，近年多被介绍。

一、原核生物界

原核生物是一类起源古老、细胞结构简单、不具备核膜，没有明显细胞核的原始生物，包括细菌和蓝藻。

细菌是自然界中分布最广、繁殖最快、个体数量最多的一类单细胞微生物。外形呈球状、螺旋状和杆状，菌体直径约 1μm 左右。按其营养方式可分为异养的、光自养的和化能自养的三类。绝大多数细菌是异养的，即靠消耗现成有机物质维持其生命活动。它们分解有机物取得能量和营养物质，未被利用的分解产物以无机物的形式归还到环境中去，重新被绿色植物吸收利用，故在自然界的物质循环中起着十分重要的作用。如果没有细菌的分解活动，地球上动植物的尸体将堆积如山，土地也将变得瘠贫不堪。

蓝藻是一类细胞中含有叶绿素和藻蓝素、可进行光合作用的自养生物。有机体有单细胞的、

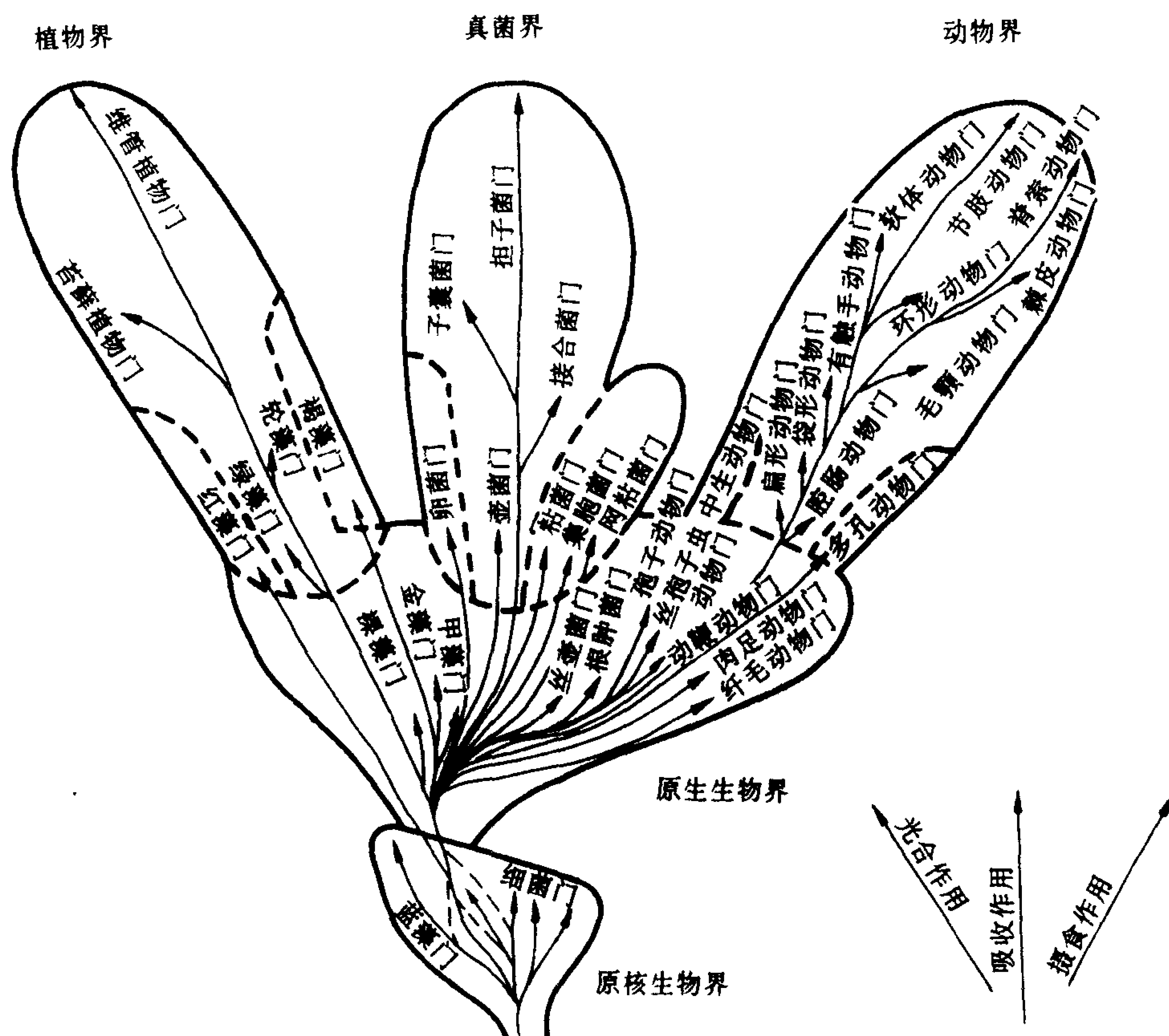


图 7-2　生物五界系统(Whittaker，1969)

群体的和多细胞的丝状体等形态。分布也很普遍，有些种类甚至出现于某些极端严酷的环境中，例如冰川表面或温度高达 85℃的热水泉中。许多蓝藻能固定大气中的氮，当藻体死亡后释放出较多的含氮化合物，为其他植物提供氮肥。稻田繁殖固氮蓝藻，有益于作物的生长。

二、原生生物界

原生生物是由原核生物进化而来的另一类微生物，有机体以单细胞的为主，也有一些群体。细胞内都具有由核膜包围起来的真正的细胞核，属真核生物。有些原生生物细胞内含有叶绿素和其他色素，为可进行光合作用的自养生物，如裸藻、金藻、甲藻等；有些则不含有色素，为非光合作用的异养生物，如肉足虫、纤毛虫等。原生生物主要生活于水中和湿润的陆地环境中。

三、植物界

这是一类真核多细胞生物，单细胞者很少。绝大多数植物的细胞中含有叶绿素和其他色素，属于能够利用太阳能制造有机物质的自养生物，极少数为非绿色的寄生物。包括藻类和高等植

物。

藻类是一大群无胚发育、植物体也没有根、茎、叶分化的低等植物，主要生活于咸、淡水中。约有 20 000 种。主要有绿藻，如小球藻、水绵等；轮藻；红藻，如紫菜等；褐藻，如海带等。水生藻类是鱼类和许多浮游动物的重要饵料。

高等植物可能产生于低等植物中的绿藻类（图 7－3）。有机体都是多细胞的真核生物，有胚的发育，绝大多数也都有根、茎、叶的分化，以陆生为主。由于演化方向不同和营养体的来源与结构的明显差异，该类植物分为二支：一支是化石最早出现于泥盆纪的苔藓植物，它们的个体很小，高度一般不超过 10cm，有类似于茎、叶的分化而无真根，体内也无起输导作用的维管束组织，多分布于潮湿阴暗的地方，是高等植物演化的一个盲枝。另一支是维管植物，包括蕨类植物（铁芒萁、蕨等）、裸子植物（松、柏、云杉、冷杉等）和被子植物，这是高等植物演化的主干。它们的最大特征是体内出现了维管束组织，提高了输导水分和养料的效率，并促使植物体产生了真正的根、茎、叶等器官，分别起着固着、吸收、支持、运输和光合作用等生理机能，从而使这类植物具有对环境的高度适应能力。其中尤以被子植物进化程度最高、结构最复杂，对环境的适应能力最强，种类数目也最多，在陆地植被景观中居于主导地位，同时许多被子植物具有重要的经济价值，例如苹果、月季、杨、柳、豆类以及水稻、小麦、玉米等。

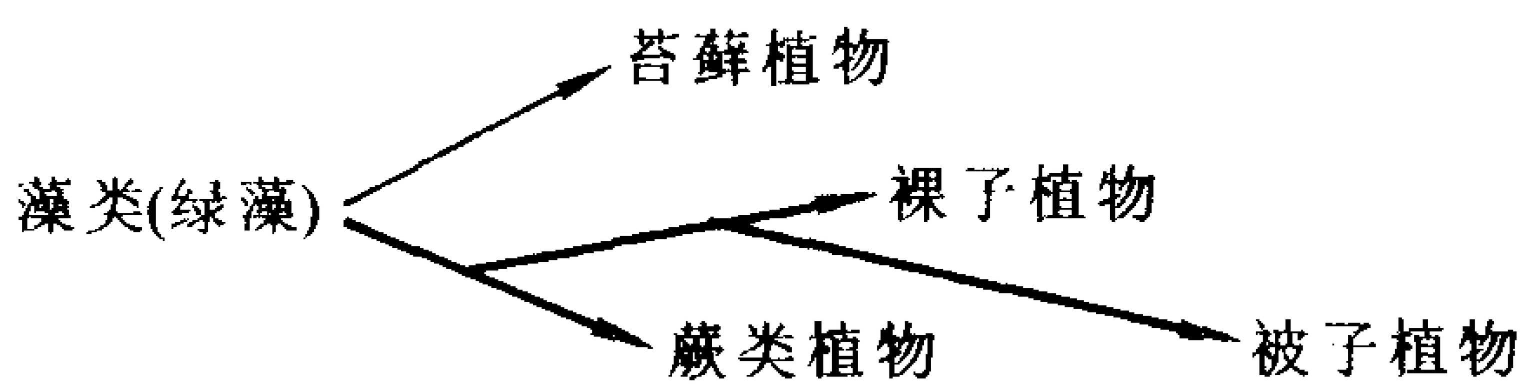


图 7－3　高等植物的起源与演化方向示意图

四、真菌界

真菌也属于真核生物，在二界分类系统中划归植物界。但是由于体内不含可行光合作用的任何色素而为营腐生或寄生生活的异养生物；有机体大都是由多细胞的菌丝聚集在一起而形成的菌丝体；外表呈灰色、黑色、褐色或红色等；大多数真菌的细胞壁是由几丁质（甲壳质）组成，细胞内贮存的物质主要是脂肪和肝糖；并以各种孢子进行繁殖为特征，故单列为一个独立的生物界。发酵用的酵母菌、使水果和食物腐败的根霉、产生青霉素的青霉菌以及木耳、蘑菇，灵芝草等都是本界生物。

真菌分布也十分广泛，在有机质含量很高的肥沃土壤中或林下枯枝落叶层中种类和数量最多。同细菌一样，真菌具有分解有机物质的作用，促使自然界的物质进行循环。

五、动物界

动物也是属于体内不含光合色素的真核异养生物，不同于植物界和真菌界的特点是构成躯体的细胞没有细胞壁；体内的细胞因生理功能不同发生了分化，形成许多组织，一定种类的组织联合起来司某种生理机能而成为器官，许多不同的器官再联结为器官系统，后者是植物和真菌所没有的，因此动物的躯体构造十分复杂；另外为了觅食、寻找配偶或为了逃避天敌的袭击，它们都具有迁移运动的习性，其营养方式以摄食为主。

动物界的种类非常繁多，形体构造与进化程度差异也很大，因此又被划分成许多类群。其中

主要有环节动物，如蚯蚓、蚂蟥等；软体动物，如蜗牛、河蚌、乌贼等；节肢动物，如虾、蟹、各种昆虫；脊索动物，如鱼、蛇、蛙类、鸟类和各种哺乳动物等。上述各类动物中以节肢动物中的昆虫种类最多，约有 80×10^4 种，广泛分布于各种环境中，而哺乳类动物又是最进化的类群，尤以灵长目的大猩猩、黑猩猩等是最近似于人类的高等动物。

第二节 生物与环境

地球上的生命自然界因其内部组织结构的复杂程度不同可以划分成许多层次或组建水平。从大分子有机物质（蛋白质、核酸等）开始，经细胞、组织、器官、个体、种群、群落、生态系统直到生物圈形成为一个多层次的序列，其复杂程度逐级增加。当从一个层次过渡到另一个较高层次时，生命组织便会出现前一级不曾具有的新的性质和特征。在这个生命系谱中，从与环境的关系出发，以个体至生物圈的各级层次为对象是现代生态学的主要内容，为向宏观方向发展的研究，它与地理学有着极为密切的关系。本节主要介绍生物个体与环境的关系，这是学习以后各节的基础，然后依次介绍种群、群落和生态系统。

一、生态因子作用的一般特点

生物生存在地理环境中，它们在个体发育的全部过程中，经常不断地与环境间进行着物质与能量的交换。它们从环境中吸取必需的能量和营养物质，建造自己的躯体，同时又把不需要的代谢产物排放到外界环境中，以此维持其正常的生命活动和种族的繁衍。因此，任何生物有机体都不可能脱离环境而生存。研究生物与环境之间相互关系的科学叫做生态学((Ecology)。

从生态学观点来看，所谓环境是指生物有机体或生物群体所在空间内一切事物和要素的总和。在这里生物是主体，环境是相对于主体而言的。它既包括非生物的所有自然要素，也包括主体生物之外的其他一切动植物在内。

环境对于生物的影响是很大的，它控制和塑造着生物的全部生理过程、形态构造和地理分布。例如，蓖麻（*Ricinus Communis*）在我国中部以北地区为不能越冬的一年生草本植物，株高仅 1 ~ 2 m；在长江中下游地区可以宿根多年生；而在海南岛等热带地区则为多年生灌木状植物，高及 4 ~ 8 m。又如在林中与空旷土地上生长的同种同龄松树，其树高与树形也显著不同，这些都是外界环境的作用。

在环境对生物发生影响的同时，生物有机体，特别是它们的群体也对环境产生相当明显的改造作用。针叶林下土壤的酸度往往比同一地区阔叶林下的要高些。湖泊中浮游生物大量繁殖时，导致水体透明度下降，从而减弱水中的光照条件。生物还参与岩石的风化、土壤的形成以及某些非金属矿的建造。水土流失可以用植树造林和种草来防治，流动沙丘可以用沙生植物来固定。可以说没有一个地理过程不受生物的直接或间接的影响。

环境是一个由多种要素组成的综合体，其中对生物的生长、发育、繁殖、行为和分布有影响的环境要素叫做生态因子(Ecological factors)。生态因子中生物生存所不可缺少的那些因子称作生存条件(Existing conditions)，例如对绿色植物来说，光、热、水、矿质营养元素、氧气和二氧化碳等就是保证其正常生存而不可缺少的生存条件。

生物与环境之间的关系非常复杂,在人们认识生态因子对生物的作用时必须注意以下几个特点。

1) 综合性:各种生态因子并非孤立地单独对生物发生作用,而是相互制约、相互影响并共同在一起对生物产生影响。任何一个因子的变化都会程度不同地引起其他因子发生相应变化,而且一个因子不管它对生物的生存多么重要,也只能在有其他因子的适当配合下才能发挥其作用。这就是生态因子的综合作用。

2) 非等价性:对生物起作用的诸因子是非等价的,其中必有 1~2 个是起关键作用的主导因子,而其他因子的作用相对小些。例如在春化阶段时低温是主导因子,许多秋播作物若不经过冬天低温锻炼,来年便不会开花结实。

3) 不可替代性:生态因子虽非等价,但都不可缺少,一个因子的缺失不能用另一个因子来代替。

4) 限制性:生态因子对于生物的生存并非总是适宜的,因为地球上各种生态因子的变动幅度非常大,而每种生物所能耐受的范围却有一定的限度。如果当一个或几个生态因子的质或量低于或高于生物的生存所能忍受的临界限度时,生物的生长发育和繁殖就会受到限制,甚至引起死亡,这种接近或超过耐性上下限的生态因子称作限制因子(limiting factors)。例如在干旱和半干旱地区,水分条件往往是植物生存的限制因子。限制因子和限制强度随时间地点而变化,也因生物种类和其发育阶段不同而异。

如上所述,生物在其生存过程中,对每一种生态因子都有其耐受的上限和下限,上下限之间就是生物对这种生态因子的耐受范围,或称做生态幅(ecological amplitude),其中包括最适生存范围,在这里生物生长发育得最好(图 7-4)。

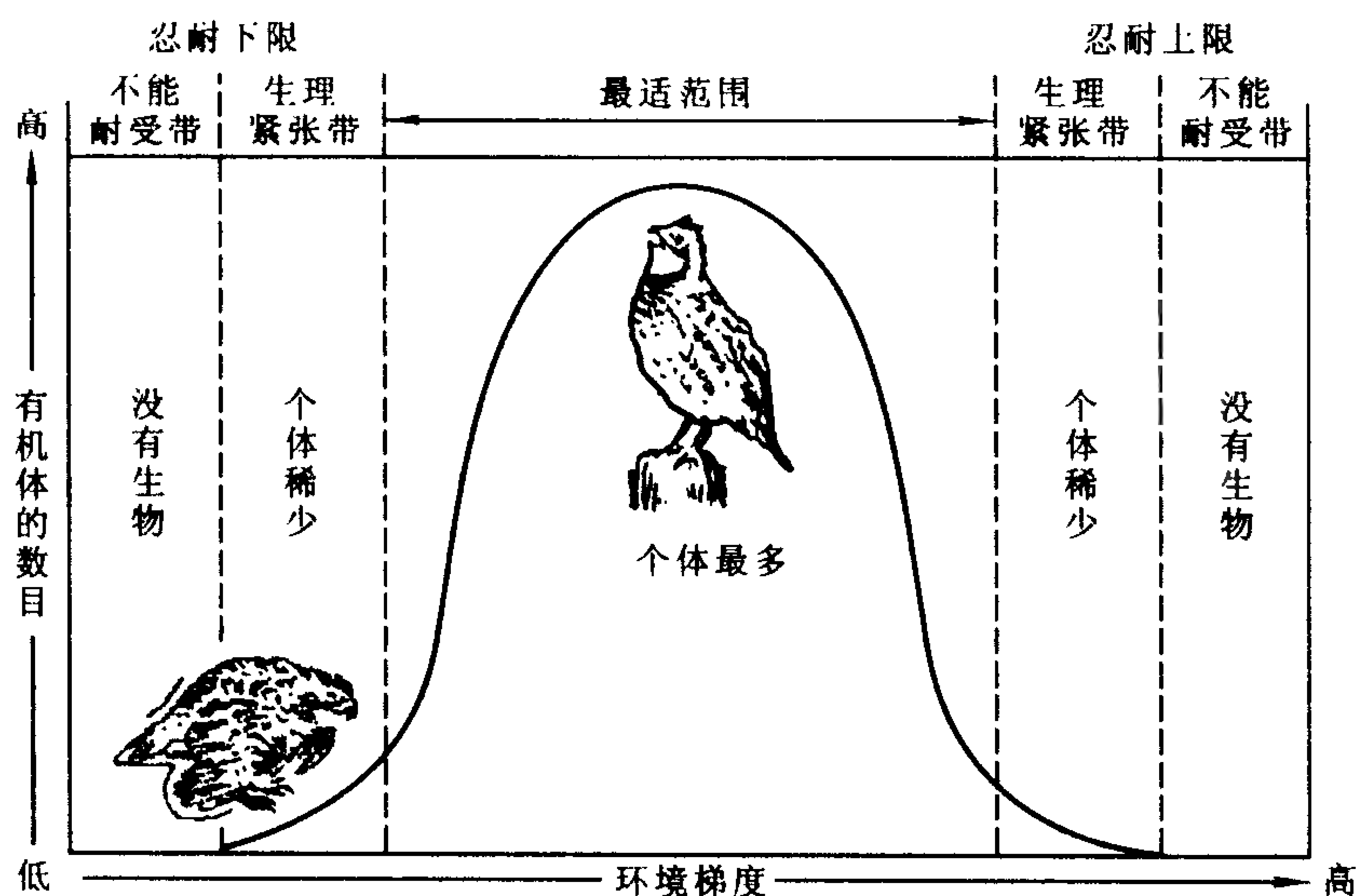


图 7-4 生物对生态因子的耐受限度(Shelford,1911)

各种生物对生态因子的耐受范围是不同的,有的耐受范围很宽广,有的则被限制在一个狭小的环境中生存。前者称做广生态幅生物,后者为狭生态幅生物(图 7-5)。一般来说,如果一种

生物对生态因子的耐受范围广，它对环境的适应能力就比较强，这种生物在自然界的分布也一定很广，反之分布范围便是有限的。另外各种生物通常在生殖阶段或其幼体对生态因子的要求比较严格，所能耐受的范围都比较狭窄。

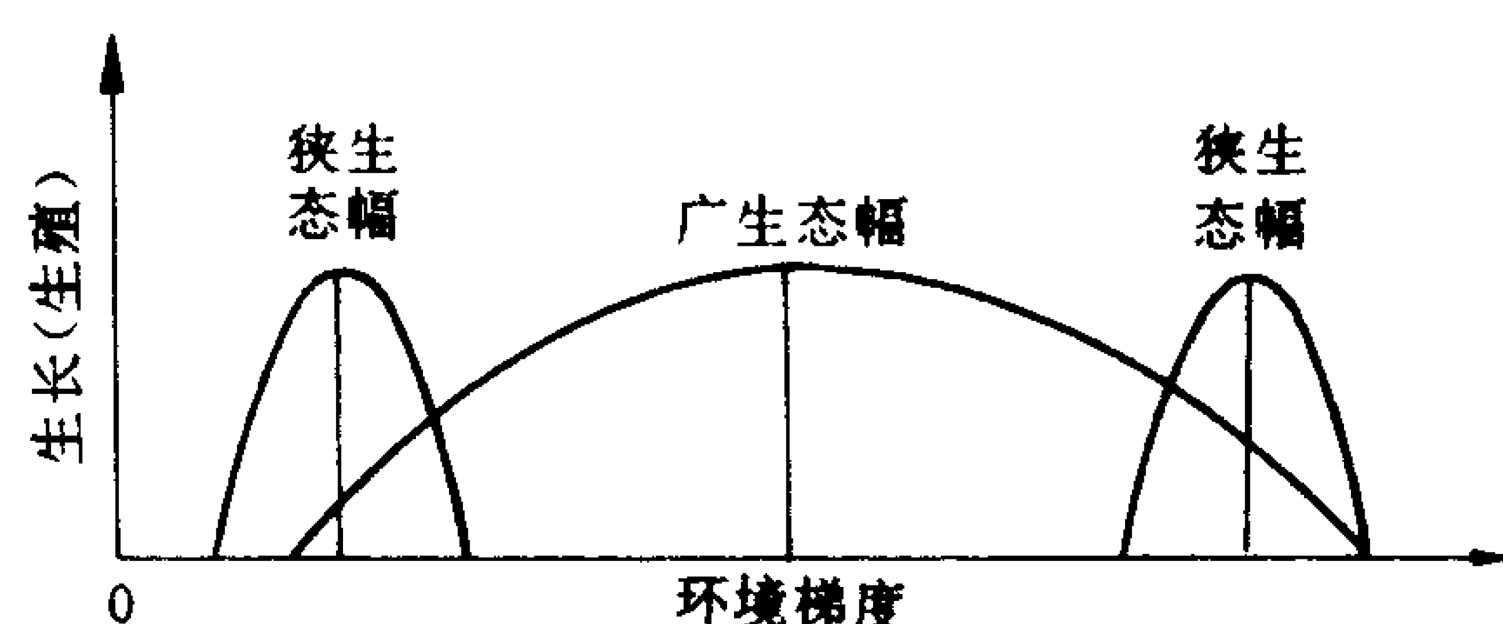


图 7-5　广生态生物与狭生态生物(Odum,1983)

二、生态因子与生物

如上所述，生物赖以生存的环境是由各种不同的生态因子综合在一起作用于生物的，但是人们为了深入地了解不同因子对生物的作用，需要进行单因子分析。

(一) 光与生物

地球上所有生物的生存都必须有能量的供给。光能进入生命自然界的第一步是太阳辐射被绿色植物所吸收，通过光合作用把光能转化为化学能贮存在合成的有机物质中，除供应本身消耗外，还为其他一切生物提供所需要的能量。因此，光是一个非常重要的生态因子，光的性质、光照强度和光照时间的长短对生物的生长、发育、形态结构、生殖、行为和地理分布都有明显的影响。

光的性质即光的波长对植物的生态作用最为明显。在太阳光谱中，红橙光和蓝光被绿色植物吸收得最多，是光合作用中最有效的生理辐射光。红光(620～760 nm)与糖的形成关系密切，蓝光(435～490 nm)则有利于蛋白质的合成，黄光(575～595 nm)和绿光(490～575 nm)多被植物反射，紫外光(290～380 nm)能抑制茎的伸长和促使花青素的形成，高山地带植物茎杆短矮、花朵艳丽多彩与这里紫外光比较丰富有关。紫外光对生物还具有杀伤致死作用，当波长为 200～300 nm 时，能杀灭细菌等微生物，对抑制传染病病源菌有重要意义。

光照强度因时空而有变化，各种生物对光强的适应程度也不相同。有的植物喜欢生长在阳光充足明亮的空旷地方或森林中的最上层，而有些植物只有在阴暗处或森林的最下层才能找到。据此可将植物分为阳性植物、阴性植物等生态类型。草原与荒漠植物、农作物与蔬菜等多属喜光的阳性植物(Heliophytes)，浓密的林下多生长阴性植物(Sciophytes)。在营造人工林时，应当注意环境的光照状况和所选择树种的耐阴性程度，以便因地制宜和树种的适当搭配，获得较好的造林效果。

不同动物对光强反应也不一样。有的动物适应于在弱光下生活，为夜行性动物，如家鼠、黄鼬等；有的则适应于在较强光照下生活，是昼行性动物，如许多鸟类只有在度过黑夜之后的清晨才开始鸣啭和觅食，而且随着每天日出日落时间的季节性变化而改变其开始活动的时间；第三类动物在拂晓或黄昏时分出巢活动，如蝙蝠等，为晨昏性动物。

地球上不同纬度地区每天日照长度即白昼的持续时数是互有差别的。由于日照长短的变化

是地球上最严格和最稳定的周期变化，是形成生物节律最可靠的信号系统。长期的适应便使各类生物对日照长度或者说对昼夜长短比例的反应格式是不同的，这就是在生物中普遍存在的光周期现象(Photoperiodism)。例如在生长季节里许多植物的开花结实对昼夜长短变化的反应很不相同，据此将植物划分为长日照植物、短日照植物和中间性植物等类型。长日照植物(Long - day plant)在生长过程中每天需要有 12 ~ 14 小时以上的光照时数才能开花，人工延长光照时间可使其提前开花，光照时间越长开花越早，日照短于一定时数便不开花或推迟开花(图 7 - 6)，如小麦、油菜、萝卜等。短日照植物(Short - day plant)每天光照时数在 12 小时以下才能开花，在一定范围内黑暗期越长开花越早。在自然条件下短日照植物通常在深秋或早春开花，常见有水稻、玉米、大豆、烟草等。中间性植物(Day neutral plant)对光照长短没有严格要求，只要生态条件适宜即可开花结实，如黄瓜、四季豆等

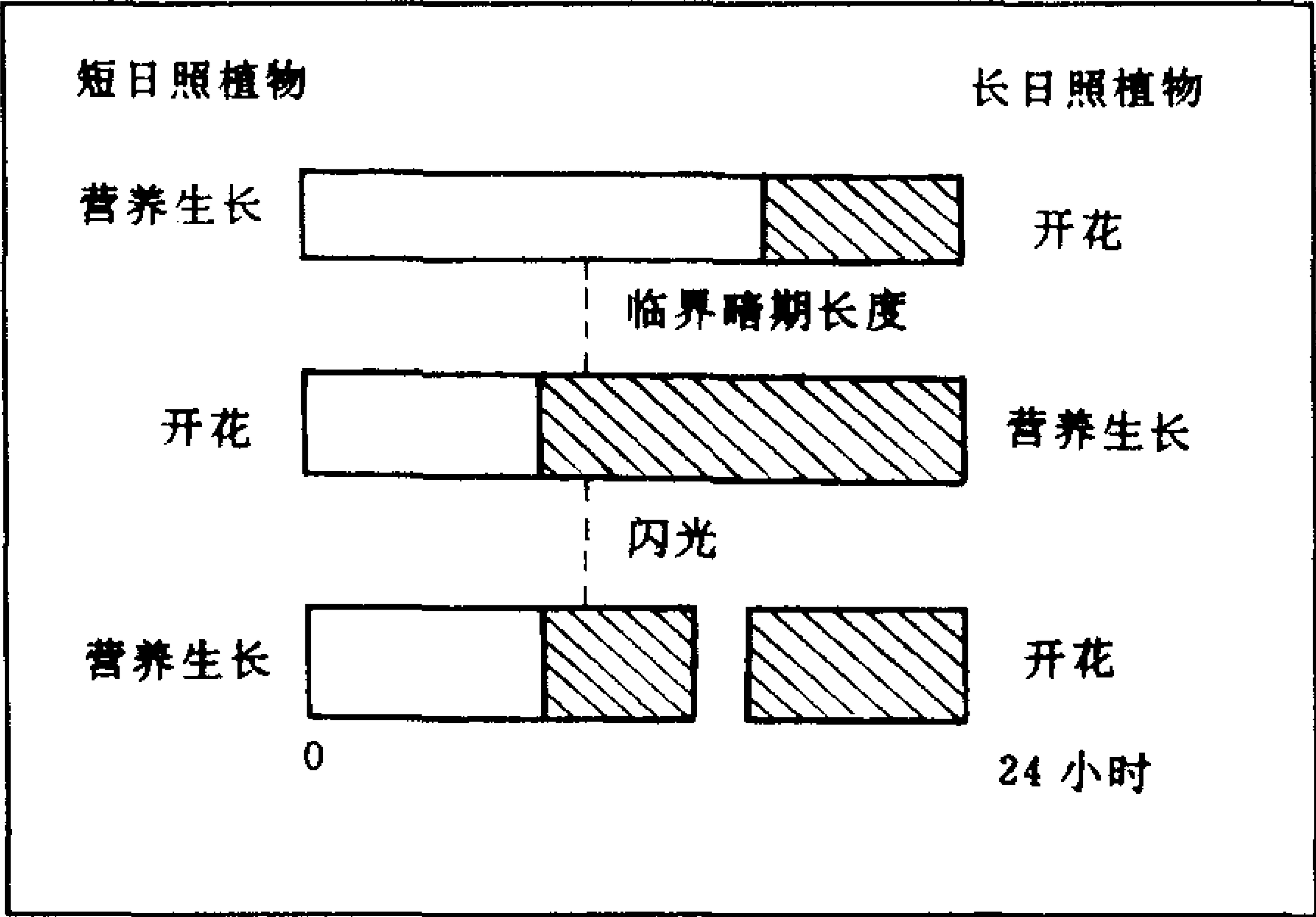


图 7 - 6　长短日照植物的光周期反应

长日照植物多起源于纬度较高的地区，如果将它们栽培到低纬度地区，由于日照长度短，只能进行营养生长而不能开花。短日照植物多起源于低纬度地区，如果将其栽培到高纬度地区，由于日照长也不会开花。所以在农作物和园林植物的引种、育种与花期控制等工作中，必须注意了解各种植物的光周期反应特点。

日照长短对动物的生殖、换毛和迁移等都有明显影响。例如鸟类在一年中生殖腺的发育周期是与日照长度的周期变化完全吻合，所以在鸟类生殖期间人为改变光周期可以控制其产卵量，人类采取在夜晚给予人工光照提高母鸡产卵量已有很长的历史了。

(二) 温度与生物

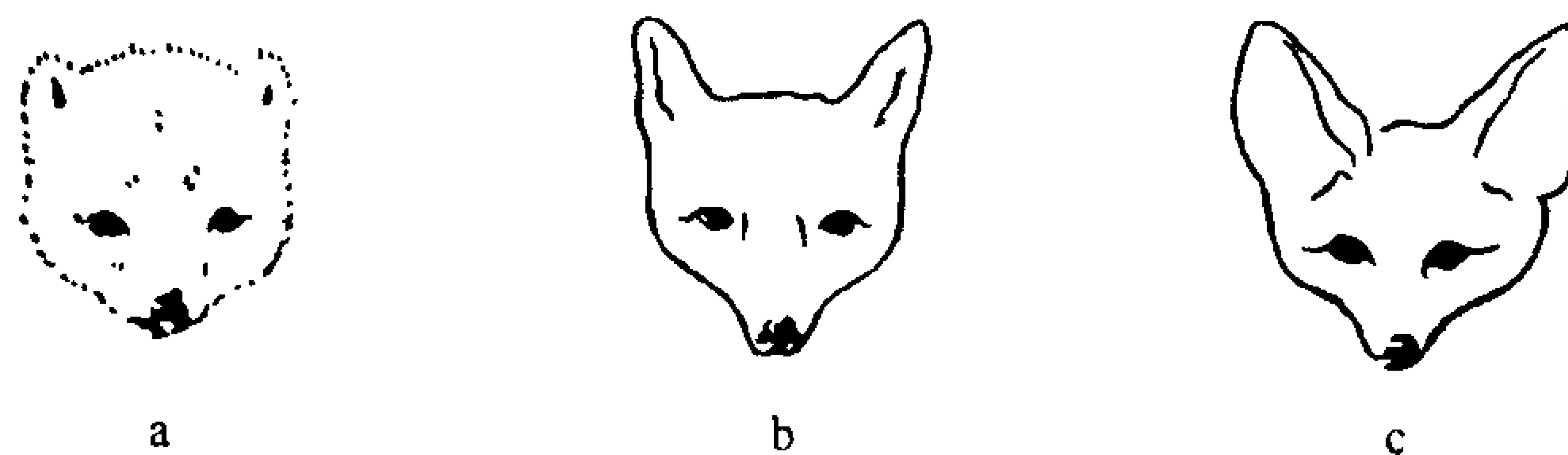
各种生物对温度都有一定的适应范围，在此范围内生物体内的生物化学过程才能正常进行。当环境温度过高或过低，超出生物所能忍受的限度时，生物的生长发育就会受阻，甚至导致死亡。

植物一般在 0 ~ 45℃的温度范围内即可正常生长发育，但也因种类不同而异。高温的伤害主要在于减弱光合作用而增强呼吸作用的程度，使二者失衡。如果高温持续时间延长，会使体内有机物质减少，植物因“饥饿”而死亡。高温还可破坏植物体内水分平衡，促使蛋白质和酶失去活性乃至发生凝固变性。低温的不利影响主要是冻害，低于零下的温度会使细胞间隙的自由水结冰，挤压细胞质造成机械损伤，并使细胞失水而萎缩。在自然环境条件下，通过长期自然选择与演化许多植物产生了一系列防止极端温度伤害的适应特征，如落叶、休眠、芽具芽鳞保护、加厚树

皮、体表密生绒毛，增加细胞中糖、盐分和其他有机物质的浓度等，这就是为什么在地球上极端寒冷和酷热的地区仍有大量植物生存的原因。

大多数动物生活在 -2~50℃温度范围内，但因种类不同适应温度的范围也有所变化。一般说来，低等动物较高等动物对极端温度具有较强的适应能力。但各种动物忍受高温的能力比忍受低温的能力差，即低温在某些方面对生物的破坏不如高温大，因为低温一般不引起蛋白质和酶发生变性，另外有些动物遇到低温还能够忍受一定程度的身体冻结，有些昆虫当体温降到零度以下时体液处于不结冰的过冷却状态，待温度回升它们都可恢复正常活动。所以低温有利于保存动物的精子和断肢等。

温度对动物生长发育和形态的影响表现在低温可以延缓恒温动物的生长，由于其性成熟延缓，动物可以活得更久、长得更大。因此同类恒温动物在寒冷地区的个体比在温热地区的大。这是由于个体大的动物其单位体重散热量较少，有利保温，个体小者体表面积较大则增加散热量，有利于降低体温（贝格曼定律）。例如我国东北虎的躯体比华南虎大，北方野猪比南方大。另外在寒冷地带的哺乳类动物，身体上的突出部分，如四肢、尾巴和外耳有缩短变小现象（阿伦定律），这是一种减少散热的适应。相反，温热地区的则较大些。例如北极狐（*Alopex lagopus*）、赤狐（*Vulpes vulpes*）、和非洲大耳狐（*Megalotis zerba*）的耳朵大小有明显的差异（图 7-7）。恒温动物对低温的另一种形态适应是增加毛和羽毛的数量和质量或增加皮下脂肪的厚度，从而提高身体的隔热性能。



a.北极狐； b.赤狐； c.大耳狐

图 7-7 几种狐的耳朵大小比较

（华东师大等编.动物生态学，1981）

温度对动物行为的影响在于使动物主动选择适宜的温度环境，以利其生存。例如，沙漠中的啮齿动物对高温环境常常采取夏眠、穴居和白天躲进洞内，夜晚出来活动的适应对策，而像旱獭、黄鼠等当冬季来临时以冬眠状态渡过严寒。许多鸟兽长距离迁徙也是对温度变化的一种行为适应方式。

温度还影响动植物的地理分布。热带和亚热带有利于生物的生存，其种类较多，寒冷地带和高山地区种类较少。如爬行类在欧洲南部有 82 种，中部 22 种，北部只有 6 种。印度的植物约有 20 000 多种，亚洲北极地带只有 200 余种。由于热量在地表分布不均匀，从赤道向两极逐渐降低，形成不同的热量气候带，与此相应的植物也有热带植物，如三叶橡胶、剑麻等；亚热带植物，如柑桔、油茶等；温带植物如桃、杏、冬小麦等和寒带植物如冷杉等。在山地也可以观察到与温度变化相适应的动植物垂直分布现象。

（三）水与生物

生命起源于水环境。水是所有生物生存不可缺少的重要因素。首先，水是生物有机体的重要组成成分，植物体的含水量一般为60%～80%，动物体的含水量更多，如鸟类为70%，鱼类80%～85%，蝌蚪93%，水母则高达95%；其次，生物的一切代谢活动都必须以水为介质，营养物质的吸收和运输、食物的消化、废液的排除、激素的传递以及其他各种生物化学过程都必须在水溶液中进行；第三，水是植物进行光合作用的重要原料；第四，水的热容量大，而且吸热和放热的过程比较缓慢，这便为水生生物创造了一个非常稳定的温度环境；第五，通过蒸发水分而散热可降低陆生生物的体温，对于生物的热量调节和热能代谢具有重要意义。因此，任何生物缺少水都不可能生存在活跃状态中，没有水就没有生命。

对于陆生植物来说，当环境严重缺水时，干旱导致气孔关闭，减弱蒸腾降温作用，并抑制光合作用的进行和蛋白质等有机物质的合成，影响植物产品的数量和质量；干旱还使植物过分失水出现萎蔫现象，甚至引起死亡。环境中水分过多时，水涝使植物根部缺氧出现呼吸困难，营养物质和水的吸收作用受抑，叶子褪色生长发育不良。淹水条件下，土壤环境处于还原反应状态，使硫化氢、亚硝酸盐等增多，而土壤中有机物分解减慢，并产生甲烷、醛等，所有这些有毒物质使植物根系逐渐变黑、腐烂，整株死亡。

水分在地理环境中的分配是很不均匀的，长期的适应使不同植物对水分的依赖程度出现了很大差异，据此将植物划分为四个生态类型：水生植物（Hydrophytes），生长在湖泊、河流、海洋等水域环境中；湿生植物（Hygrophytes），生长在空气十分潮湿的林下或潮湿的土壤上；旱生植物（Xerophytes），生长在干燥缺水的陆地上，主要见于草原和荒漠地区；而一般常见的树木、农作物等属于中生植物（Mesophytes），生活在水分条件适中的环境中。上述不同类别的植物均具有各自的特征，以适应其环境中的水分状况。

动物和植物一样必须保持体内的水分平衡。动物失水的主要途径是皮肤蒸发、呼吸失水和排泄失水，失去的水分则由食物、饮水和代谢水得到补充。动物对干旱环境的适应方式是多种多样的。许多鸟类和兽类当干旱季节来临之前，常成群结队迁移到气候比较湿润或有水草的地方去，例如在非洲大草原旱季到来时，非洲斑马、汤姆逊羚羊等大型食草动物便开始大规模迁徙。陆生动物皮肤的含水量总是比其他组织少，可以减缓水穿过皮肤而蒸发。鸟类和哺乳类中减少呼吸失水的途径是将由肺呼出的水蒸气，在扩大的鼻道内通过冷凝而回收，许多荒漠鸟兽则减少排泄失水，保持体内水分，例如骆驼等。

（四）空气与生物

空气对生物的影响包括空气的化学成分和空气运动两个方面。空气的化学成分比较复杂，其中氧和二氧化碳对生物的影响颇为显著。氧是动植物呼吸作用所必需的物质，生物正是借助于吸收氧气分解体内贮存的有机化合物，取得维持生命活动所需要的能量。因此除嫌气性微生物外，动植物在缺氧的环境条件下，正常的代谢作用便会受到抑制或因窒息而死亡。生活在水中的植物常以伸出水面的呼吸根或茎中具有发达的通气组织从空气或水中吸取氧气，加强对沼泽及水环境的适应。

二氧化碳是植物光合作用的原料之一，主要来自于空气，其浓度高低直接影响光合作用的强度。在一定范围内光合作用的强度随CO_2浓度的增加而增强。夏季植物生长旺盛期，叶层周围常出现CO_2不足现象（图7-8），必须由土壤中有机物质的分解获得补充。

当前空气的化学成分受人类活动影响很大。人类在生产和生活过程中排放到大气中的有害物质很多，如硫化物(SO_2、H_2S)、氟化物(HF)、氯化物(Cl_3，HCl)、氮氧化物(NO_x)等，造成大气污染。当污染物的浓度超过一定限度时，便对生物有机体产生危害，使树木、农作物生长发育不良、叶片出现伤斑、褪绿、枯萎以至死亡，或使作物产量下降，品质变劣。

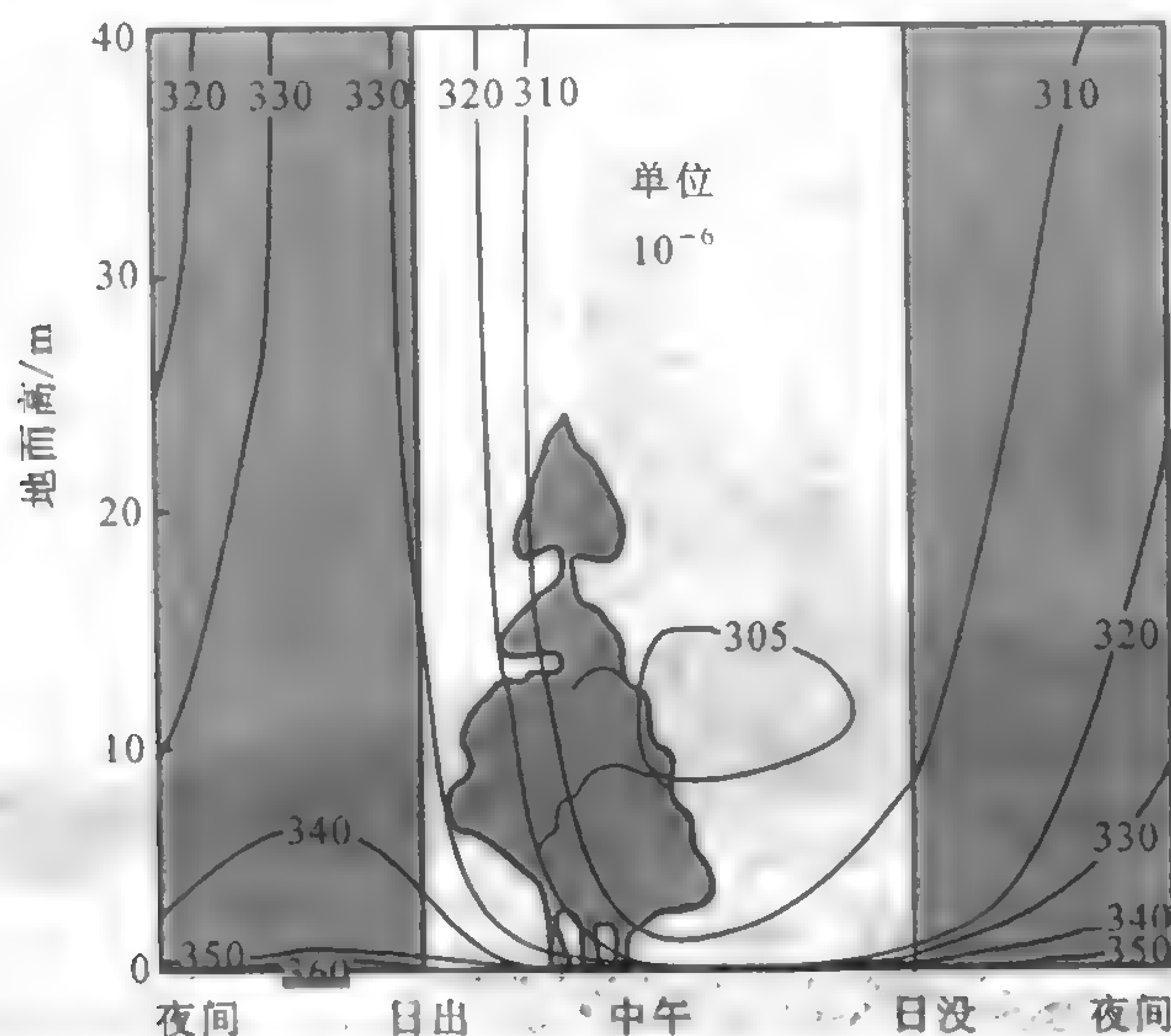


图 7-8　森林周围空气中 CO_2 浓度的日变化

(云大：植物生态学，1980)

植物受大气污染危害程度不仅与污染物的种类、浓度和持续时间有关，而且随植物种类的不同而有区别。紫花苜蓿对 SO_2 特别敏感而易受害，刺槐、侧柏、国槐则具有较强的抵抗力；氟化氢对唐菖蒲、杏、李、松的危害大，而对紫花苜蓿、玫瑰、棉花等的危害小。

绿色植物对大气污染具有净化作用，在城市和工矿区大力进行绿化建设是综合防治大气污染的主要对策之一。

1. 绿色植物对有害气体的吸收作用　植物具有巨大的叶面积，它是吸收有害污染物的主要器官。例如在非污染区，一般叶中硫含量为叶干重的0.1%～0.3%左右，在 SO_2 污染区有些植物吸收的硫为正常值的5～10倍。垂柳、加杨、刺槐等都是吸收 SO_2 较强的树种。

2. 绿色植物的减尘作用　植物的茎叶以其粗糙的表面、绒毛或分泌的树脂、粘液等滞留空气中的尘埃，净化大气。滞尘量的大小与树种、林带、草坪面积、种植情况以及气象条件均有关系。据在我国一些工业区测定，绿化地带比非绿化地带空气中的飘尘量平均减少21%～60%。

3. 绿色植物的杀菌作用　通过绿色植物的减尘作用和植物分泌的杀菌素都可减少大气中的细菌数量。据有关部门测定，在人流少的绿化地带和森林公园中，空气中细菌量一般为1 000～5 000个/m^3，而在热闹的公共场所，如车站、百货公司可达20 000～50 000个/m^3。

4. 绿色植物还有减弱噪声、吸滞放射性物质和 CO_2 的作用。

风是植物孢子、花粉、种子和果实传播的动力。地球上有10%的显花植物借助风力授粉。风力可促使环境中的氧、二氧化碳和水气的均匀分布和加速循环，形成有利于动植物生存的环

境。大气中的污染物也可由于风力的扩散作用而降低其浓度，减轻对生物的危害。

风的有害作用主要是使植物变形，特别是在干燥风的长期作用下，植物体向风的一侧蒸腾大量水分，使体内水分平衡受到破坏，叶片萎蔫、枝条枯死，形成不对称的“旗形树冠”(图 7-9)，或使树干弯曲、变矮。这些现象在海滨和高山地带比较常见。我国长白山海拔 2 000 m 左右分布的岳桦矮曲林即是典型。一般风速超过 15 m/s 的强风还可引起树木的“风倒”和“风折”。



图 7-9　在山地树木线以上，毛果冷杉的旗形树冠
(谢凝高仿道本迈尔，1979)

风对动物的直接作用主要是影响动物的行为活动。随风带来的气味是许多嗅觉灵敏的哺乳动物寻找食物和回避敌害时定位的重要因素，所以食肉动物在搜索猎物时，通常迎风行动。在海洋沿岸、岛屿和高山上风力强劲的地方，昆虫中翅膀退化了的占绝大多数，这是风对动物形态构造发生的影响。

(五) 土壤与生物

土壤是陆地生物生存的重要基地，它的物理、化学性质对生物的生存产生强烈的影响。

土壤是陆生植物生长发育的基地和营养库，它具有供应和调节植物生活中所需水分、养料和空气等条件的双重作用。从土壤的机械组成来看，紧实的粘土通气透水性能差，不利于根系发育，多生长浅根系植物。壤土结构良好，土壤空气与水分适中，发育以深根系为主的植物。而在基质流动性大的沙地上，一般由于光照强烈、温度变化剧烈、干燥少雨、风力大、养分不足等条件限制，只有种类不多的沙生植物(Psammophytes)能够生存，它们产生了一系列适应沙地环境的特征。例如被沙埋没的茎上产生不定根，暴露的根上产生不定芽，或叶子退化减少水分蒸腾，有些草本植物的根系周围有沙粒粘结形成的“沙套”或于根颈处有棉毛状纤维围裹免受沙面高温的灼伤等。因此沙生植物是防风固沙的良好材料，我国西北、内蒙等地区群众采用前挡后拉、草库伦、草灌乔一起上等方法，或建设规模巨大的三北防护林带，防风固沙，取得了良好的生态效益。

土壤和植物之间以极大的接触面积进行着频繁的物质交换。土壤供应植物的水分和矿质营养元素，植物的代谢产物和枯叶落叶又促使土壤的形成和影响其理化性质。仅以前者而言，植物

在生活过程中需从土壤中吸收多种营养元素，以保证其生存，其中 N、P、K、S、Ca、Mg 等矿质元素被吸收得最多，称为大量元素，Fe、Cu、Zn、B、Cl、Mo、Co 等属微量元素，但也不可缺少。氮是构成蛋白质和核酸等有机物的重要成分，氮素营养充足时，对蛋白质、各种酶、叶绿素、生长素等的合成有利，会使植株高大，叶片多、色暗，光合作用强，有机物产量高；相反植物生长缓慢，叶色黄绿，有机物产量降低　磷也参与蛋白质、核酸和酶的形成，植物缺磷时出现生长缓慢、蛋白质减少、落花落果等现象。其他元素也都各有其特殊作用。

土壤的酸碱度(pH)影响矿质营养盐类的溶解度，从而影响矿质营养元素被植物吸收利用的有效性(图 7 - 10)。例如磷在碱性土壤中易于和钙结合使磷的有效性降低，在酸性土壤中容易和铁、铝结合，也降低其有效性，一般在 pH 为 6 ~ 7.5 的弱酸性至中性土壤中有效磷较多。氮、镁和钙等也是在中性土壤中有效性较高。根据植物对土壤 pH 的适应范围不同，可将植物划分为酸性土植物(pH 小于 6.5)，如铁芒萁、马尾松、柑桔、茶、橡胶等；中性土植物(pH 6.5 ~ 7.5)，大多数农作物、蔬菜和许多落叶阔叶树种；碱性土植物(pH 大于 7.5)，如荒漠地区中的一些植物。

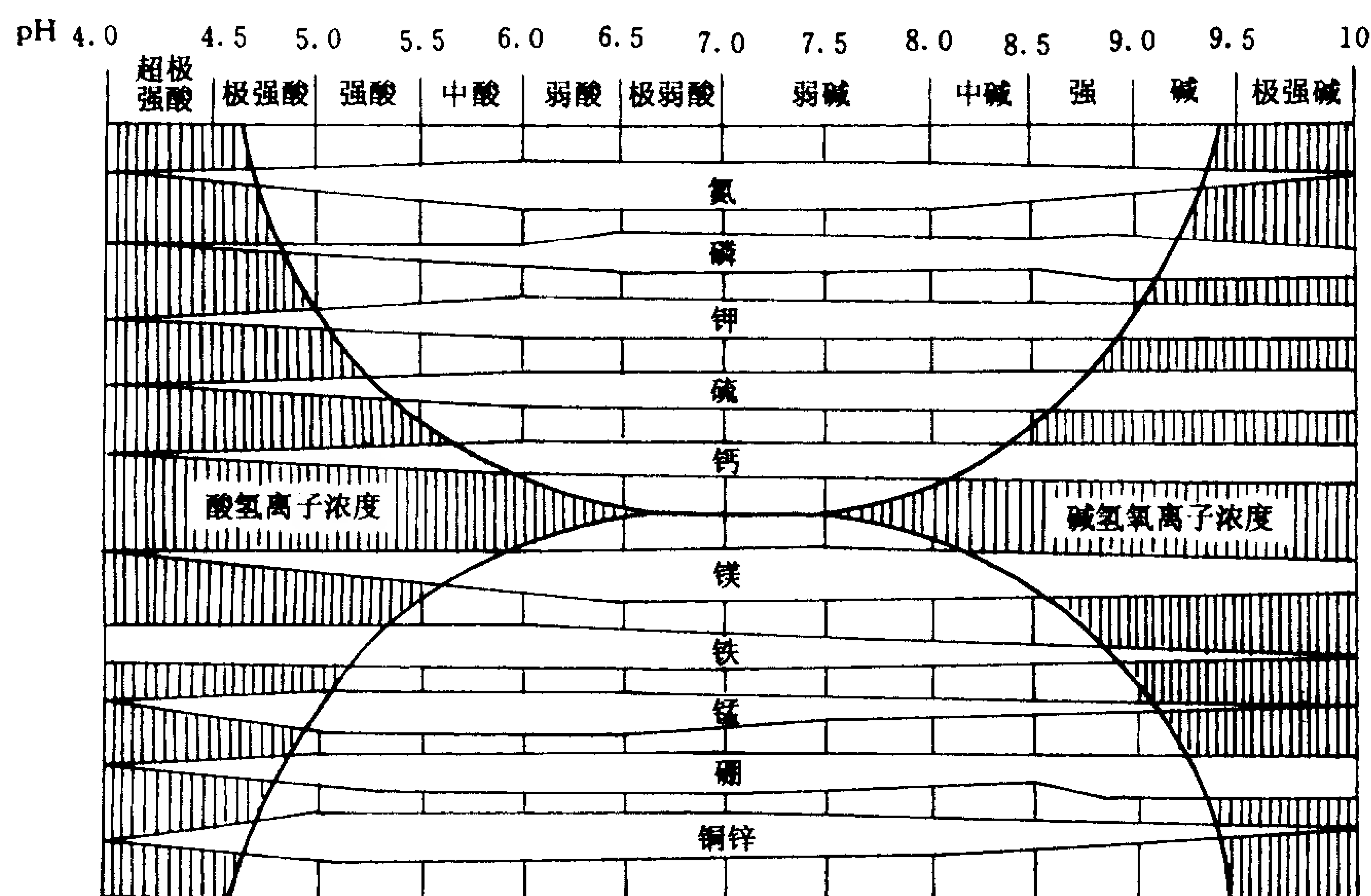


图 7 - 10　土壤 pH 对元素有效性的影响

土壤中易溶性盐类($NaCl$、$NaSo_4$、$NaHCo_3$、$NaCO_3$)含量过高时发生盐渍化现象，使土壤溶液浓度高，渗透压增大，植物吸收水分困难，出现生理性干旱，种子发芽和植株生长不良，限制了一般植物的生存。只有盐生植物(*Halophytes*)才能以很高的细胞渗透压、茎叶肉质化或分泌体内过多盐分等特征适应这类环境。如红树、盐角草、碱蓬等。

对动物来说，土壤是比大气更为稳定的生活环境，其温度和湿度的变化幅度小得多，因此土壤常常成为动物极好的隐蔽所，在土壤中可以躲避高温、干燥、大风和阳光直射等不利因素的影响。所以栖居在土壤中的动物种类很多，小的有原生动物，大的有啮齿类和鼹鼠等。例如土壤中的蚯蚓约有 1 800 种、线虫几千种，节肢动物更多。土壤中动物的数量也十分巨大，据调查在面积 $1m^2$、深 30 cm 的麦田土壤中有 73 000 个无脊椎动物，同样大小的荒草地中有 19 800 个无脊椎

动物。

土壤温度和湿度发生变化时，包括季节性变化和临时变化都可导致土栖无脊椎动物在土内进行明显的垂直迁移活动，以获得适宜的生活环境，这是土壤对动物行为的影响。

现代由于污水灌溉、施用城市和工矿区的固体废弃物作肥料，酸雨以及农药的使用，使土壤污染，影响作物的生长发育，造成减产和品质降低，并可通过食物链对人类和其他动物产生危害。

（六）生物之间的关系

地球上没有一种生物单独地生存于非生物环境之中，它总是程度不同地受到其他生物的影响。对某一特定的生物来说，周围对它产生影响的动物、植物和微生物便成为一个很重要的生态因子。生物之间的关系十分复杂，有种内关系和种间关系，有直接影响和间接影响，还有不利与有利的作用，等等（表 7-1）。这里主要介绍生物种间关系的几个基本类型。

表 7-1　两个物种间相互作用的基本类型

相互作用类型	物种		相互作用的一般特征
	1	2	
1. 中立	0	0	两个物种彼此不受影响
2. 竞争	-	-	两个物种互相抑制
3. 偏害作用	-	0	物种 1 受抑制，物种 2 无影响
4. 寄生作用	+	-	物种 1 为寄生者，受益；物种 2 为寄主，受害
5. 捕食作用	+	-	物种 1 为捕食者，受益；物种 2 为被捕食者，受害
6. 偏利作用	+	0	物种 1 偏利者，受益；物种 2 无影响
7. 原始合作	+	+	彼此有利，但不是必然的
8. 互利共生	+	+	彼此有利，是必然的

0 表示没有意义的相互影响；

+ 表示对生长、存活或其他特征有益；

- 表示生物的生长等特征受到抑制

1. 竞争（Competition）　对食物、生存空间和其他条件具有相似或相同要求的不同物种，为了自身生存相互间都力求抑制对方，从而给双方都带来不利影响，谓之竞争。竞争多发生在彼此共同需要的资源和空间有限而物种个体密度过大的情况下。种间竞争有的是通过资源利用一方对另一方发生间接影响，如草原上的鼠类、牛羊和其他食草动物为饲草而发生的资源利用型竞争；有的则是一方对另一方的直接干扰型竞争，如杂拟谷盗和锯谷盗在面粉中一起饲养时，不仅竞争食物，而且相互吃卵。种间竞争的结果出现不等性或不对称性，即一个种被另一个种完全排挤掉，或是一个种迫使另一个种占据不同的空间位置和利用不同的食物资源等，即发生生态分离（Ecological separation），这在生态学上称作高斯（G.F.Gause）的竞争排斥原理（Competitive exclusion principle）：即生态学（或生态位）上相同的两个物种不可能在同一地区内共存。如果生活在同一地区内，由于剧烈竞争，它们之间必然出现栖息地、食性、活动时间或其他特性上的分化（图 7-11）。

2. 寄生作用（Parasitism）　一个物种的个体（寄生物）生活在另一个物种个体（寄主）的体内或体表，并从其体液或组织中吸取营养以维持生存，因此常常降低寄主生物的抵抗力，但并不一

定导致寄主生物的死亡，如果寄主死亡则会引起寄生物的死亡，这些是不同于捕食作用的。例如菟丝子或列当常寄生在其他植物体上吸取所需要的水分和营养物质(图 7－12)。产于我国西部山地的冬虫夏草，则是子囊菌纲的一种真菌寄生在鳞翅目蝙蝠蛾科的虫草蝙蝠蛾幼虫体内的现象。

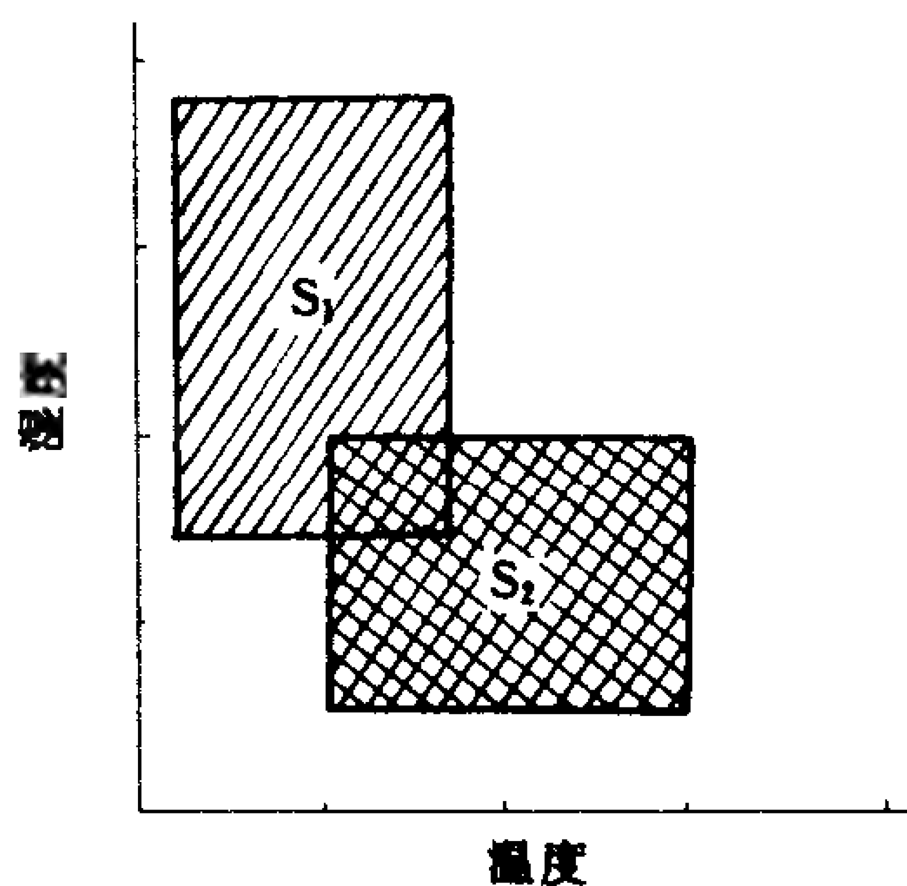


图 7－11　物种 S_1 和 S_2 的生态位空间模式图(Krebs,1978)



图 7－12　寄生在百里香根上的列当(云大:植物生态学,1980)

3. 捕食作用(Predation)　是捕食生物袭击并捕杀被捕食者生物作为食物的一种现象。捕食者因获得食物而受益，被捕食者或猎物则受到抑制(植物)或死亡(动物)。例如牛羊吃草、狮子捕食羚羊等。在自然界中除一种捕食者吃一种猎物的简单系统外，更多的是有多种捕食者吃同一种猎物和同一种捕食者吃多种猎物的复杂现象存在，构成生态系统中的食物网结构。

捕食作用并不总是有害的，一方面捕食者作为一种自然选择的力量，淘汰了有病、衰老或其他方面不理想的被捕食者的个体，在一定程度上提高了后者种群的质量，可以说是一种天然的质量控制法;另一方面通过捕食作用还可以调节生物种群的数量，维持生物种群间和生物与环境负荷间的平衡(图 7－13)。人们利用害虫的天敌，以虫治虫，是捕食作用在农业生产上的应用。吹绵介壳虫(*Icerya purchasi*)对美国加州柑桔种植业曾造成严重危害，各种农药都无法防治，但在引进澳洲瓢虫(*Rodolia cardinalis*)后，两年就控制了它的危害，是捕食性天敌对防治害虫取得成功的经典实例。

4. 原始合作(Cooperation)与互利共生(Mutualism):原始合作又称为互助，在一起生活的两个物种彼此从中都受到利益，但它们并不必须互相依赖，可以单独生存。例如非洲稀树草原上，放牧动物群与野生植食动物群羚羊、长颈鹿、狒狒等常混牧在一起，每一种动物都为该组合提供其独特的警报，防止敌害，然而其中的每一种动物都可脱离该组合而独立生活，这是动物种间互助现象。昆虫和鸟类采食植物的花蜜，又传播植物的孢子或花粉则是动物和植物间的互助。

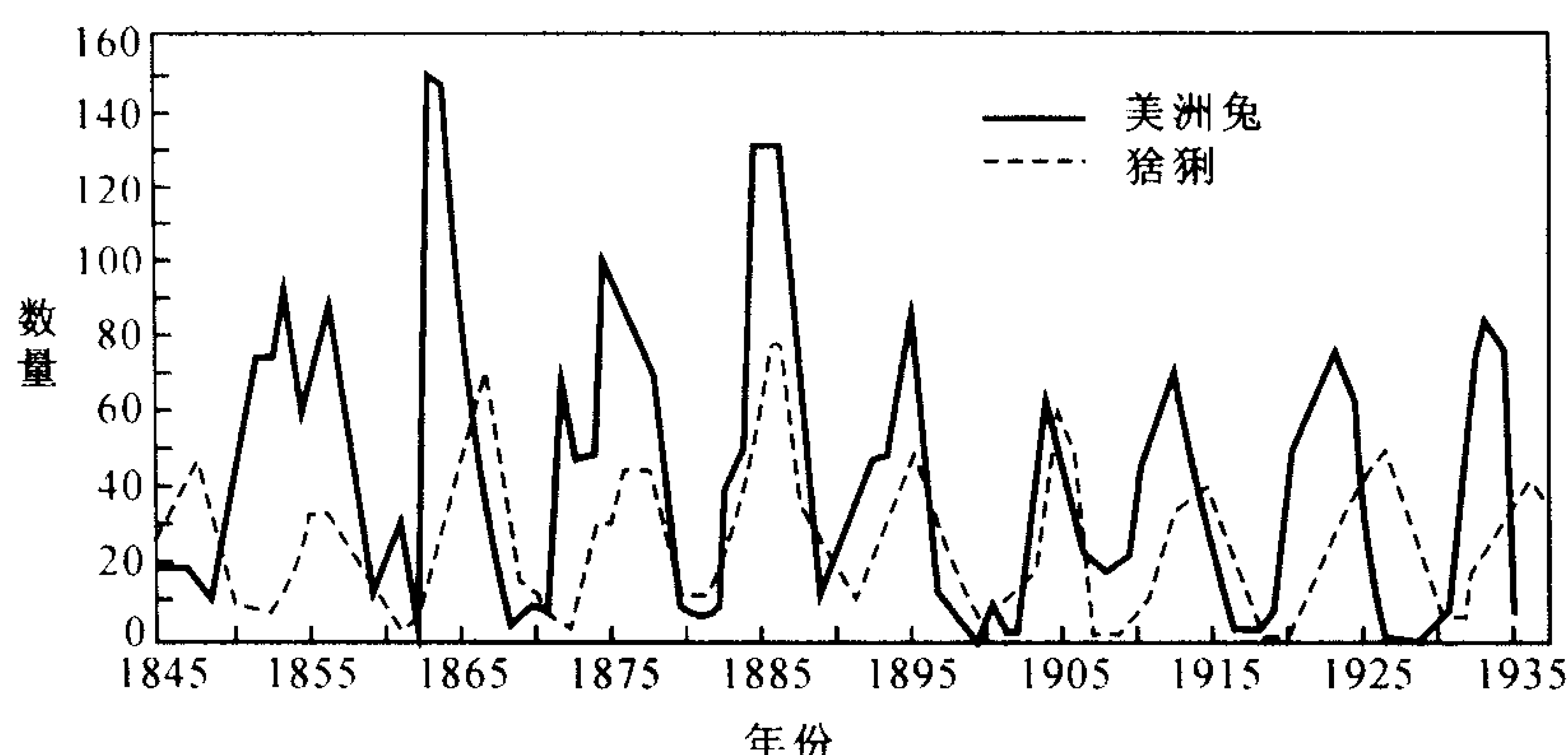


图 7－13 美洲兔和猞猁数量的平衡与周期性波动

互利共生则是两个不同物种的有机体密切地结合在一起，在共同的生活中双方均获得利益，但彼此不能分开单独生存而区别于原始合作。固氮的根瘤菌与豆科植物，白蚁与其肠内的鞭毛虫之间的关系都是典型的互利共生例子。

三、生物对环境的适应

生物的适应（Adaptation）是指生物的形态构造、生理机能、个体发育和行为等特征与其长期生存的一定环境条件相互统一、彼此适合的现象。生物与环境之间所表现出的这种协调与合理，在一定程度上保证了生物的生长、发育与繁殖。

生物对环境的适应有趋同适应和趋异适应两类。所谓趋同适应（Convergent adaptation）是指亲缘关系相当疏远的不同种类的生物，由于长期生活在相同或相似的环境中，通过变异和选择，形成相同或相似的适应特征和适应方式的现象。哺乳类的鲸、海豚、海象、海狮、海豹，爬行类的鱼龙，鱼类的鲨鱼，它们亲缘上相距甚远，但都长期生活在海洋中，整个身躯形成为适于游泳的纺锤形，它们的前肢也发育成适于划水用的胸鳍或附肢以及其他相似的特征。趋异适应（Divergent adaptation）或称辐射适应是指同一种生物的若干个体在不同环境条件下长期生活，形成了不同的适应特征和适应方式。例如芦苇（*Phragmites communis*）生长在浅水，沼泽中，茎秆直立，高达 2m 以上；在内蒙盐碱地上的芦苇分枝较多，匍匐生长，茎秆长约 20～30 cm，俗称鸡爪芦苇。生态学上将这种具有不同生态特征的同种个体群称为生态型（Ecotype）。

不论是趋同适应还是趋异适应都是通过改变生物的形态构造、生理生态机能或行为等特征而实现的。例如陆生高等植物有机体的形态、构造和生理机能都明显地表现出对于生活条件的适应。深入土壤的根系、直立于地面上的茎枝系统和形状扁平、面积阔大并呈绿色的叶子都是植物分别适宜于吸收、固着、输导和光合作用等机能而形成的器官，以保证进行正常的营养生活；而色彩鲜丽的花冠与芬芳的气味和花蜜是虫媒花植物借以招蜂引蝶传播花粉，完成繁殖后代的适应特征。仙人掌叶子退化成针刺状以减少水分蒸腾，肥厚的肉质茎贮存大量水分，这些旱生化的特征是它们对干热气候条件的适应特征。动物对环境的适应方式更是多种多样。例如许多动物

借助保护色、警戒色和拟态(图 7 - 14)躲避捕食者而获得生存的机会。水中的鱼一般体扁如梭,具鳍无颈,眼睛位于两侧,体色上深下淡,体内有鳃和鳔等,这些特征使鱼适于水中生活。候鸟依季节变换而进行的长途迁徙也是一种适应方式。

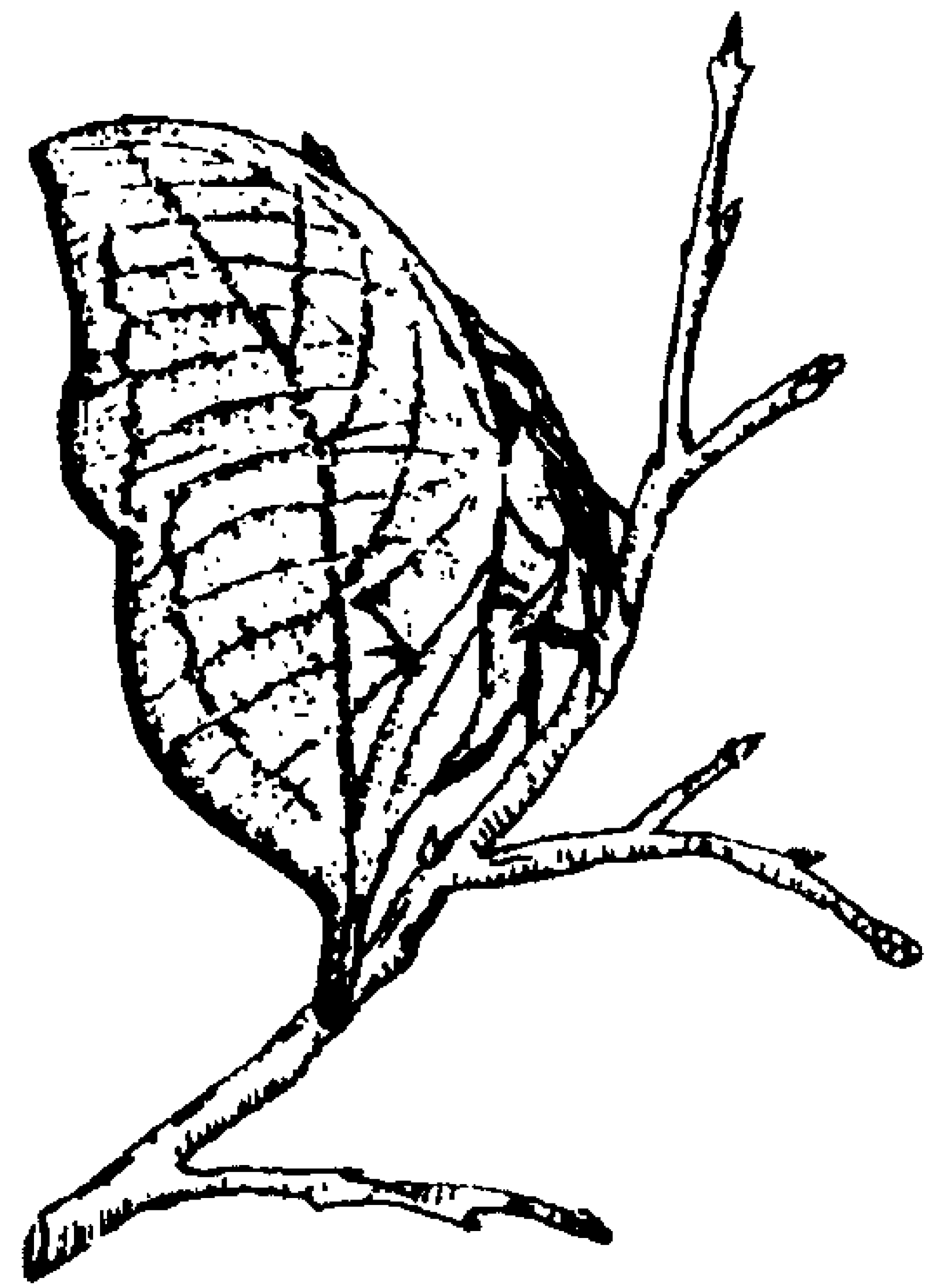


图 7 - 14 枯叶蝶的拟态

另外,生态学家 MacArthur 和 Wilson(1976)按照生物栖息环境和生物在进化过程中对其栖息环境所采取的生态对策(Bionomic Strategy)即适应特征,将生物划分为 k - 对策者和 r - 对策者。k - 对策者的栖息生境比较稳定,很少有难以预测的灾害发生。与其环境相适应这类生物一般出生率低,发育慢,成熟晚,寿命长,个体大,能进行多次繁殖,具有较完善的保护后代机制;一般扩散能力较弱,但竞争能力强;死亡率一般与种群密度有关;它们的种群数量常常稳定地保持在环境负荷量 k 值附近(图 7 - 18)。因此这样的适应选择称为 k - 选择,这类生物便称为 k - 对策者。一般认为狮、虎、豹等大型兽类、鸟类和大型乔木树种属于此类生物,它们把能量多用于提高竞争能力上,以求在生存竞争中获得优胜。相反,r - 对策者栖息的生境多变而不稳定,难以预测的灾害比较频繁。这类生物通常出生率高,个体小,发育快,早熟,寿命短,只繁殖一次,子代数量多,但缺乏亲代的保护;死亡率与种群密度无关,多由环境变化与灾害引起;竞争力弱,但一般具有很强的扩散能力,一有机会就会入侵新的栖息地。因为其种群数量变动较大,经常处于 k 值以下逻辑斯谛曲线的增长阶段,故称 r - 选择和 r - 对策者(r 取 reproduction 字头)。昆虫和一年生植物多属 r - 对策者,它们的能量主要用来提高增殖能力和迁移扩散能力而取得生存。在自然界环境是一个连续变化的序列,因此在 r - 对策者和 k - 对策者两个极端生物群之间还有很多过渡类型,它们共同构成一个 r - k 连续体(r - k continuum)。

生物的适应现象不是固定不变的,由于有节奏的季节变化和昼夜变化,使适应性具有动态特征。在温带地区,许多树木春夏展叶,开花,秋冬落叶,休眠,就是植物适应环境变化的现象。

无数事实表明,不同的适应方式都同样具有生态上的合理性。它们或者帮助生物充分有效地利用环境空间和资源,或者防御某些不利因素的危害保证其正常生活,以及有利于物种分化和新种的形成。所以适应在生命自然界是极为普遍的现象。

生物所以能够产生某些生态适应特征而与环境间保持协调关系,并不是偶然的。它是生物与生物之间以及生物与无机环境之间在长期的生存竞争中通过遗传变异和自然选择逐渐产生与形成的。食虫植物狸藻的瓶状叶,田野中野兔的土黄色,寒带冰雪中生活的熊的白色……,都是通过自然选择产生的生态适应特征。正如达尔文在《物种起源》一书中所说"自然选择在世界上每日每时都在精密地检查着(生物)最微细的变异,把坏的排斥掉,把好的保存下来,并把它积累起来;无论什么时候,无论什么地方,只要有机会,它就静静地不知不觉的工作,把各种生物与有机的和无机的生活条件的关系加以改进。"

生物对环境的适应虽是非常巧妙与合理,保证了生物的生存与发展,然而适应是相对的。这主要由于环境条件的经常变化,使原来适应于某一特定环境的特征变得不适应了,其次生物的基因发生突变,改变了本身原来的某些适应特征。因此生物的适应性仅在特定的生活环境中有意

义,一旦环境发生变化,以前的适应便失去作用或不甚适应了。当雷鸟的毛色变化与自然环境的季节更替严格相符时,它的羽色在一定程度上可以保护它们免遭敌害。但是到一定季节这种动物的毛色已经变白而天空还没有降雪,这时毛色的变换不但无益,反而会成为招致死亡的原因。此外,当生物的适应性状朝着一个固定不变的方向发展,可能会导致出现高度特化现象,使生物绝对依赖于某种适应的环境,可能使生物的生态适应范围变得很狭窄而易遭到毁灭。

第三节　生物种群和生物群落

在前述的两节里主要是以生物的个体为对象研究其本身的特征或与环境的关系。实际上,在自然界任何生物种的个体都不可能单一地孤立生存着,它们总是以同种的许多个体或不同种的许多个体形成群体而出现在一定空间中,这样的群体就是生命自然界层次序列中的种群和群落,它们是生态学研究的两个重要对象,前者多偏重于动物,后者主要应用于植物。

一、种群及其一般特征

地球上任何一种动物或植物都是由许多个体组成的,这些个体在地表总是占据着一个分布区域,在其分布区内既有适合生存的环境,也有不适合生存的环境。因此,个体在物种的分布区里便形成为大小不等的个体群,生态学家把占据着一定空间或地区的同一种生物的个体群叫做种群(Population)。实际上,科学家在具体研究某个种群时,其空间界限多少是随工作的方便而划定的。

种群是由个体组成的,但是当生命组织进入到种群水平时,生物的个体已成为较大和较复杂生物系统中的一部分,此时作为整体的种群出现了许多不为个体所具有的新属性,如出生率、死亡率、年龄结构、性别比例、分布格局和某些动物种群独有的社群结构等。

在自然界,种群是物种存在、物种进化和表达种内关系的基本单位,是生物群落和生态系统的基本组成成分,同时也是生物资源开发利用和保护的具体对象。因此种群生态学已发展成为生态学中一个重要的分支学科。

下面简要介绍种群的基本特征。

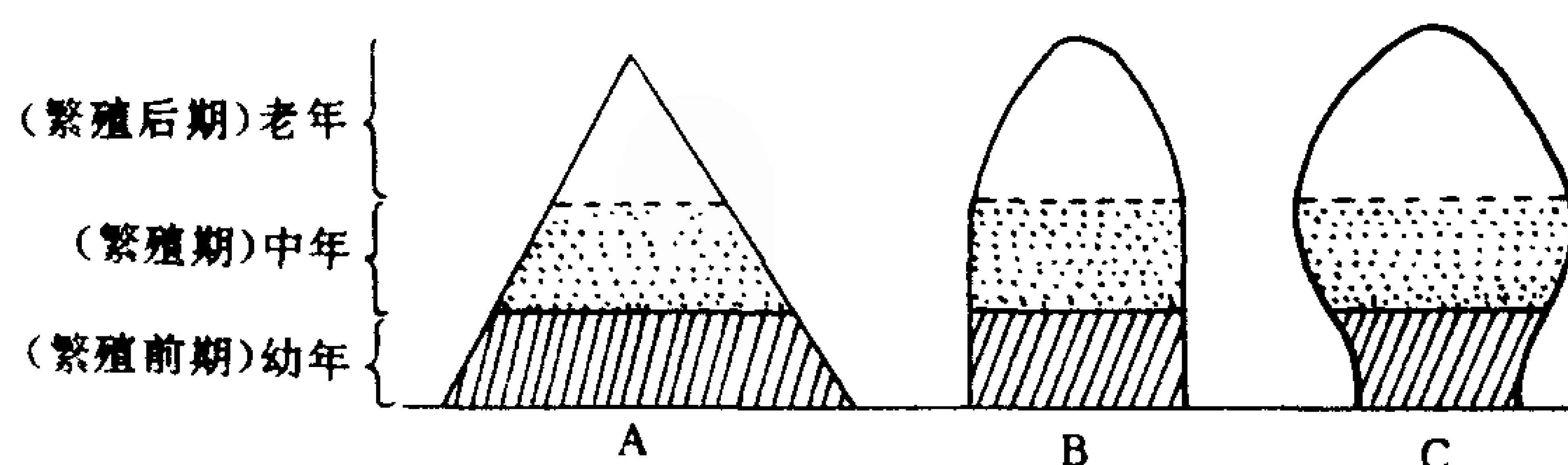
(一)种群的数量和密度

在一定空间中某种生物个体的总数目称为种群的数量或大小;在单位空间或面积内的个体数目则叫做种群的密度。种群数量和密度的变动范围很大,因物种的繁殖特性、种群的年龄结构和性比、种内和种间竞争以及环境条件的不同和变化而异。在统计和分析种群的数量或密度时,应区别单体生物和构件生物。单体生物(Unitary organism)多为动物,其个体的形态结构很清楚,各个体间基本保持一致的形体,彼此差别不大,如蛙有四条腿,昆虫有六条腿等。构件生物(Modular organism)则不同,它们多系植物,其个体虽然也是由一个受精卵发育而来,但它们的地上和地下部分在生长过程中要进行多次分枝,形成繁杂的茎枝系统和根系,这些不同级次的分枝称为构件。不同的个体其构件数量和空间分布状况往往差别很大,个体的大小也因此而相差悬殊,在占有空间和利用资源上很不一致。因此,研究植物种群的密度时,必须重视个体水平以下的构件组成,这是不同于动物种群的重要之点。

通过定期测定种群的数量和密度可获知其动态变化状况、种群与其环境资源和生态条件的关系、以及用于估算生物量和生物生产力等。

(二)种群的年龄结构和性比

除了人工种植的作物种群和饲养的动物种群常由同龄个体组成外，自然界中大部分生物种群是由不同年龄的个体组成的异龄种群，即是世代重叠的种群。若按龄级(如0~5龄,5~10龄等)或繁殖状况(如繁殖前期，繁殖期，繁殖后期)分组，计算各龄级的个体数目与种群总个体数目的比例即为年龄结构(age structure)或年龄分布。再按龄级从幼龄到老龄顺序作图，就得到年龄金字塔(图7-15)。根据各龄级个体的多少将年龄结构区分为增长型、稳定型和衰退型三个基本类型。增长型表示种群中有大量幼体和少数老年个体，其出生率大于死亡率，是一个数量增长的种群；反之，则是一个个体数量下降的衰退种群；具有稳定型年龄结构的种群，幼年个体与中、老年个体各自所占比例大致相等，出生率与死亡率基本平衡，种群数量稳定。构件生物种群的年龄结构有两个层次，即个体的年龄和构件的年龄，后者是单体生物所没有的。研究种群的年龄结构，对于预测种群未来发展趋势和采取相应管理措施等具有很重要意义。



A. 增长型； B. 稳定型； C. 衰退型

图7-15 种群年龄结构类型(Kormondy,1969)

一个种群全部个体中或某一龄级中雌雄性个体的比例即性别比例，是与种群数量动态有关的重要结构特征之一。

在人口统计中也常用年龄结构与性比说明其人口状况，并常将年龄金字塔分成左右两半，分别表示男、女性的年龄结构(图7-16)。

(三)种群中个体的水平分布格局

种群的密度只是表示一定空间内生物个体的数目，未能表示出个体的分布状况，因为密度相同的种群，它们的空间分布可能极不一致。一般把种群个体的水平分布归纳为三种基本类型：随机分布、成群分布和均匀分布(图7-17)。随机分布是每一个体在种群领域内的各个点上出现的机会是相等的，这种现象只有在环境资源分布均匀一致的情况下出现，在自然界比较少见；个体均匀分布的现象也很少见，只有在农田或人工林中出现这种分布格局；成群分布的形式较为普遍，种群中的个体常成丛、成簇或呈斑点状不均匀分布，各群的大小、群间距离及群内个体密度都不一致。其形成原因①环境资源分布不均匀；②植物的繁殖往往以母株为扩散中心；③动物的社会行为使其结合成群。构件生物的构件在空间的排列是一个重要特征，它影响生物对环境资源的吸收利用程度。

种群的上述分布是一种静态研究，比较适用于植物、定居或不太活动的动物，也适用于测量

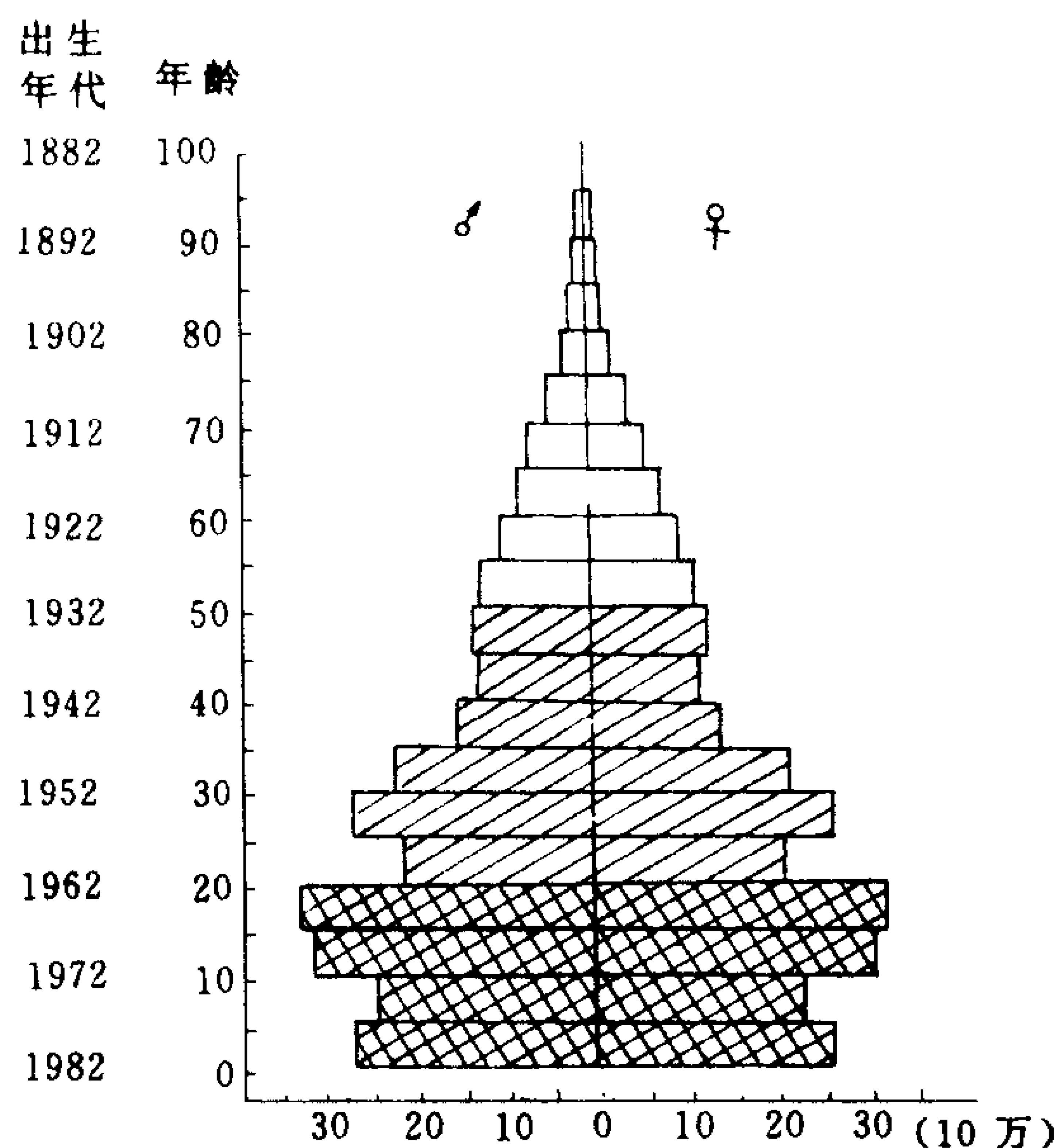
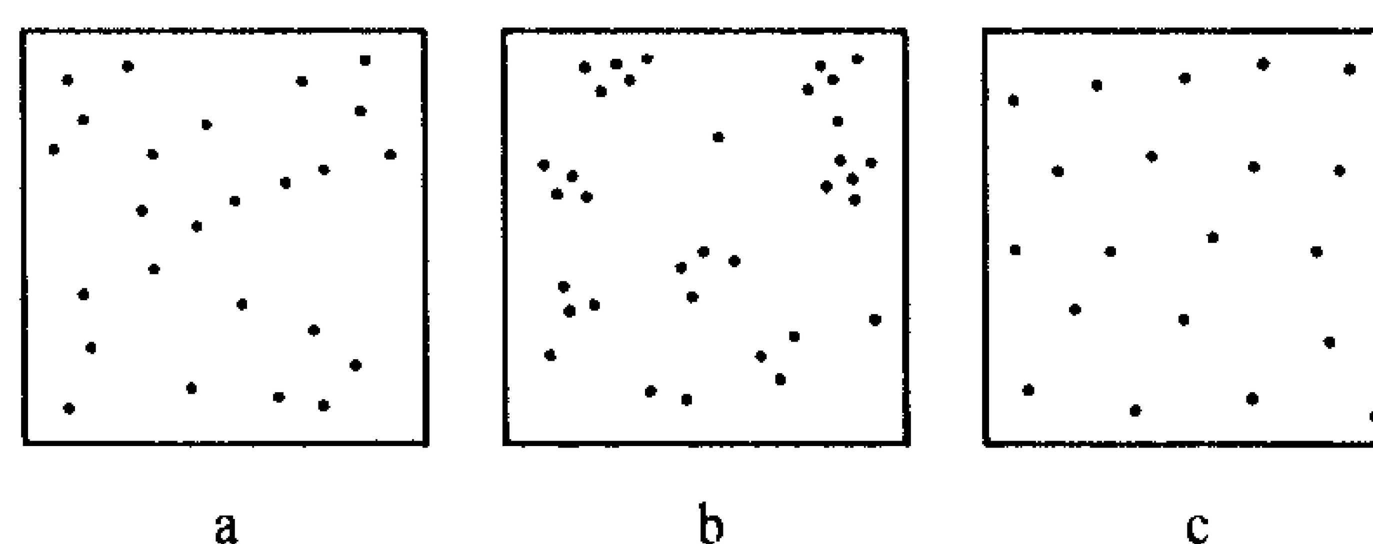


图 7-16　1982 年河北省人口的年龄结构(孙儒泳等:普通生态学,1993)



a. 随机分布;b. 成群分布;c. 均匀分布

图 7-17　种群个体的水平分布

鼠穴、鸟巢等的空间分布。

(四) 出生率和死亡率

出生率(Birth rate)泛指生物产生新个体的能力,不论这些新个体是通过生产、孵化、出芽、分裂等哪一种方式,都可用出生率这个术语,它是种群内个体数目增长的因素。以单位时间内产生的新个体数表示,即 $B = \Delta N/\Delta t$。常常区分出最大出生率和实际出生率。最大出生率是指种群处于无任何限制的理想环境条件下的出生率,是理论上的最大值,对某个特定种群来说它是一个常数。在自然环境条件下种群实际的繁殖能力称为实际出生率或生态出生率,它随具体情况而发生变化。

死亡率(Death rate)是指种群中个体死亡的速率,是种群个体数量衰减的因素。它也区分为两类,即最小死亡率和实际死亡率。前者是种群在最适生活条件下,个体由于达到了生理寿命极限而自然衰老死亡的速率。实际死亡率或生态死亡率则是种群在某种自然环境条件下实际的死亡率。死亡率用单位时间内死亡的个体数目表示,即 $d = \Delta d/\Delta t$。

这里所说的出生率和死亡率都是指种群的平均繁殖能力或死亡速率,至于种群中某些个体的超常繁殖能力或早衰则不能作为代表。

(五) 种群增长

种群增长是种群动态的主要表现形式之一,它是指随着时间的变化,一个种群个体数目的增减变化情况。这是一个复杂的问题,先从比较简单的情况说起。如果一个单独的种群(在自然界常常是若干个种群的个体生活在同一地区)生存在空间和食物等资源非常充足而无任何限制、并且没有天敌与疾病和个体的迁入与迁出等因素存在的环境中,按其与密度无关的恒定的瞬时增长率(r)连续地增殖,即世代是重叠时,由于该种群的潜在增长能力得到了最大发挥,种群的数目便表现为指数式增长,用微分方程表示即 $\mathrm{d}N/\mathrm{d}t = rN$,其积分 $N_t = N_0 e^{rt}$,就得到经过时间 t 后种群的总个体数

N_t 式中 N 为种群大小，t 为时间，N_0 为种群起始数量，e 为自然对数底(2.718 29)。如果用图表示，则得到一条个体数目随时间不断增加的"J"型曲线(图 7－18)。种群如按此方式增长，那么一个细菌经过 36 小时，完成 108 个世代后，将繁殖出 2^{107} 细菌，可以布满地球表面。这显然是一种理论上的推算，实际上这种按生物内在增长能力(即由遗传特性决定的潜在增长能力)呈指数式的种群增长在自然界是不可能实现的。因为在自然界随着种群密度的增加，限制生物增长的生物因素和非生物因素即环境阻力的存在(如有限的空间和食物资源、种内和种间竞争、天敌的捕食、疾病和不良气候条件等)和生物的年龄变化等必然影响种群的出生率和存活数目，从而降低种群的增长率，使个体数目不可能无限地增长下去。那么实际情况如何呢？通常是当种群入侵到一个地区后，开始时增长较慢，接着加快，随后由于密度的制约又变缓，最后稳定在一定水平上。此时个体数目接近或达到环境所能支持的最大容量或环境负荷量(K)。在这种有限制的环境条件下，种群世代连续变化的结果，其增长方式可用逻辑斯谛方程表示：$dN/dt = rN(K - N/K) = rN(1 - N/K)$，$1 - N/K$ 代表环境阻力。其积分式为 $N_t = \frac{K}{1 + e^{a - rt}}$，$a$ 为积分常数，它等于 r/K。增长曲线表现为"S"型(图 7－18)。有学者认为逻辑斯谛增长为生物种群增长的普遍形式。

自然界的情况是相当复杂的，种群的增长有的接近"J"型，有的接近"S"型，中间还有许多过渡类型。即使是同一物种，在不同的环境条件下也会有不同的种群增长过程。

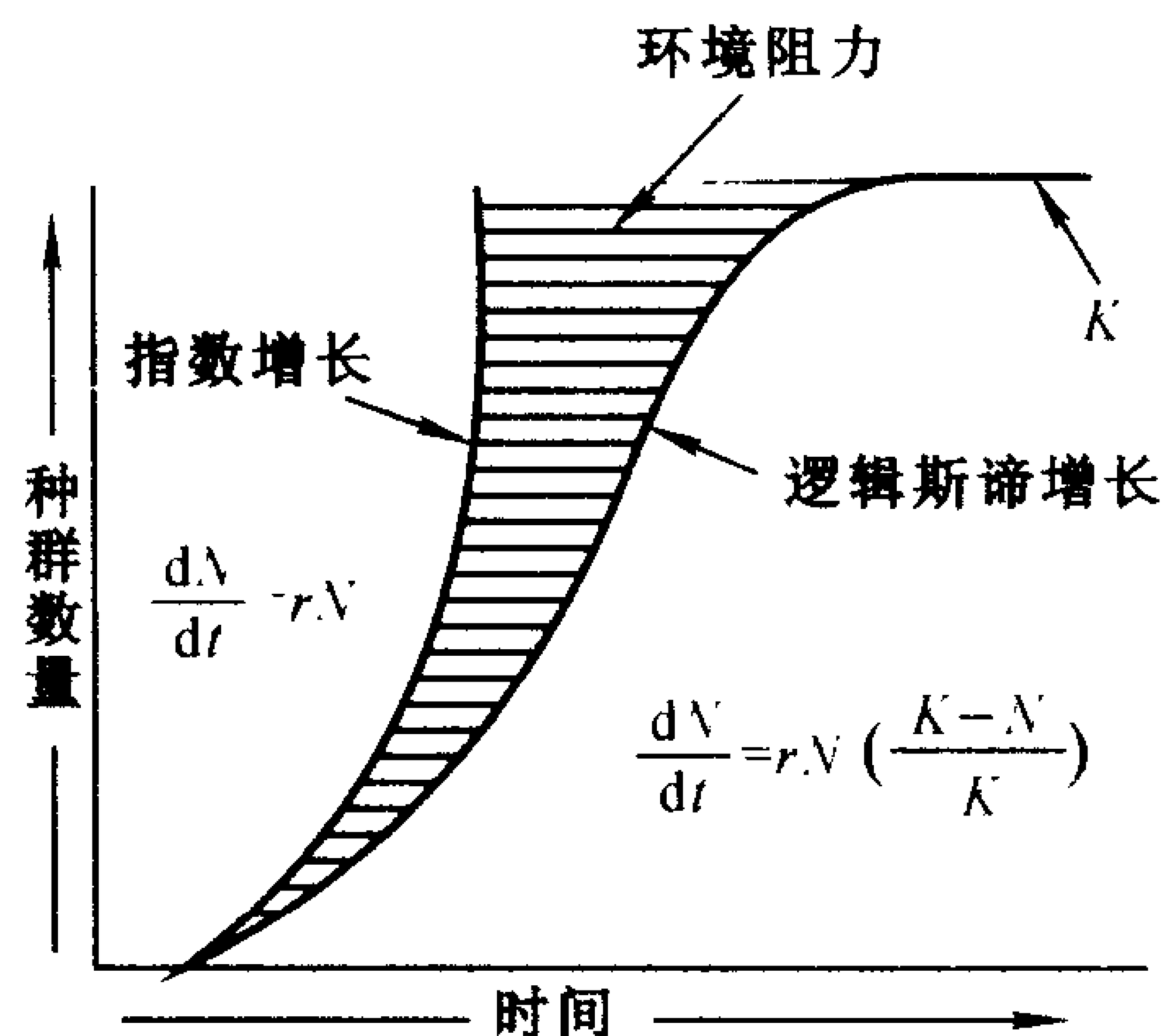


图 7－18　种群增长型(华东师大等：动物生态学，1981)

如上所述，在自然情况下种群的数量一般是稳定在一定的范围内，除非人为影响外正常种群很少出现长时间的数量过多或过少的情况。这是由于制约因素的存在，特别是与种群密度有关的种内限制因素作用的结果。例如当种群密度增大时，空间和食物资源减少，种内竞争加强；或因密度大，疾病容易传染和某些生物的性机能失调等原因，有时与非密度制约因素(气候、污染等)的限制共同作用使个体数量下降，作物过分密植时部分植株因得不到适宜的生存空间和营养物质而受抑或死亡，为常见的植物自疏现象。当密度减小生存条件得到改善，或因不利的环境条件解除后，个体数目又趋于增长，从而使种群数量和密度被控制在一定水平上。由此可见，种群也是一个控制系统，即通过环境阻力的负反馈(Negative feedback)机制使促进种群潜在增长力发展的正反馈(Positive feedback)受到限制而实现自我调节，使种群数量维持在某种平衡状态(图 7－19)。自然，种群数量的平衡又可由于环境变化等原因而受到干扰，如不超过一定限度，随后又恢复到平衡点上。种群动态与调节机能的研究，对于管理生物种群，利用和保护生物资源，以及对于了解自然界的生态平衡都具有重要意义。

(六) 种内关系

生物种群内个体间的相互关系是很复杂的，表现形式多种多样，主要有竞争、领域性和婚配制度等。种内竞争是很普遍的现象，动植物种群中均有发生。高密度种植的作物为争夺有限的土壤养分和光照，许多动物的雄性个体间为争夺配偶而发生的格斗等都是种内竞争常见现象。种内竞

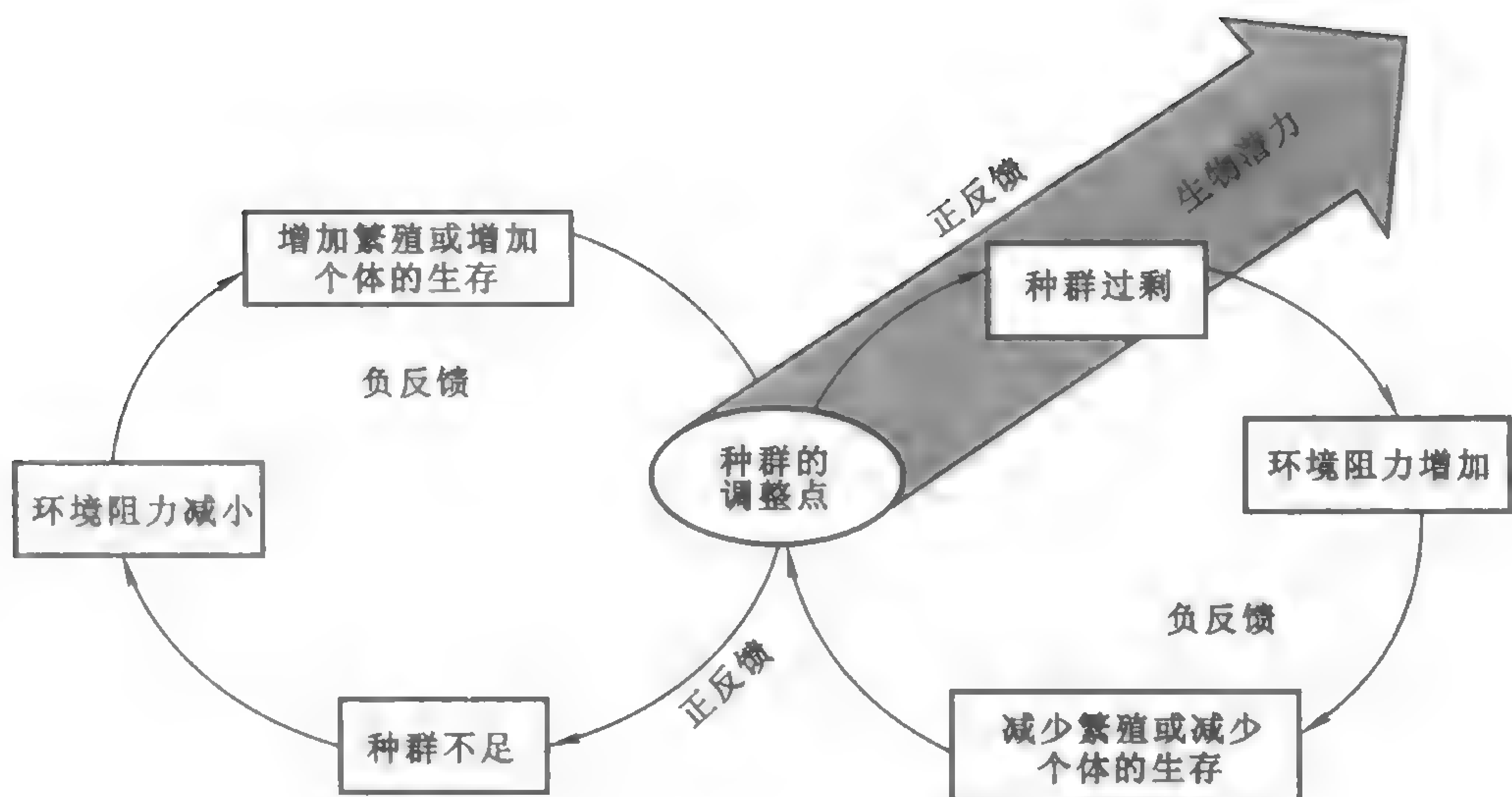


图 7-19 种群稳定增长与自我调节示意图(D.B.Sutton 等,1973)

争主要是密度制约的,种群个体数量越多,竞争越激烈。竞争的结果限制了某些生物个体潜在能力的发挥,而只一部分个体得到较好的发育。因此种内竞争具有调节种群数量动态的作用。

动物的婚配制度有三种类型:一是一雄多雌制,这是高等动物中最常见的婚配制度,例如海狗营集群生活,一只雄兽独占雌兽少则 3 只,多至 40 只;二是一雌多雄制,但这种类型很稀见,据统计鸟类中只占 1%。例如距翅水雉(*Jacana spinosa*)雌鸟与若干只雄鸟交配,在不同地方产卵,伏窝和育雏由雄鸟负担;三是单配偶制,这种现象也比较少见,只有鸟类的一雄一雌制较为普遍,例如鸳鸯、天鹅、丹顶鹤等,其他动物中也有。据动物学家研究,决定动物婚配制度的主要因素可能是食物资源和营巢地在空间和时间上的分布情况。在有高质食物(如鸟类的食物昆虫)资源存在并分布均匀的栖息地,各雄鸟都占有良好的领域,雌鸟寻找没有配偶的雄鸟结伴较为容易,有利于形成一雄一雌的单配偶制。相反,如果高质资源呈斑点状分布,未有配偶的孤雌鸟有两种选择:一种选择是与在社群中等级地位较低、占有资源较差领域的雄鸟结伴,屈就现实,形成单配偶制;另一种选择是甘愿作为“二房”而与占有资源丰富领域的“已婚”雄鸟结伴,与其他雌鸟共享丰富的资源,形成一雄多雌的多配偶制。

动物中具有占据空间领域特性的种类在脊椎动物中比较普遍,尤以鸟兽为多。所谓领域是指由个体、家庭或其他社群单位所占据的、并积极保卫不让同种其他成员侵入的空间。领域面积随占有者的体重而变化,体重大者领域面积也大,以保证供应充足的食物资源;肉食性动物的领域面积比草食性动物的大,因为前者获取食物更困难些。有些学者对动物领域性的产生提出过简单的模型:假设在资源分布均匀的一块地区有四对鸟营巢,如果四对鸟分散营巢,每一对只利用邻

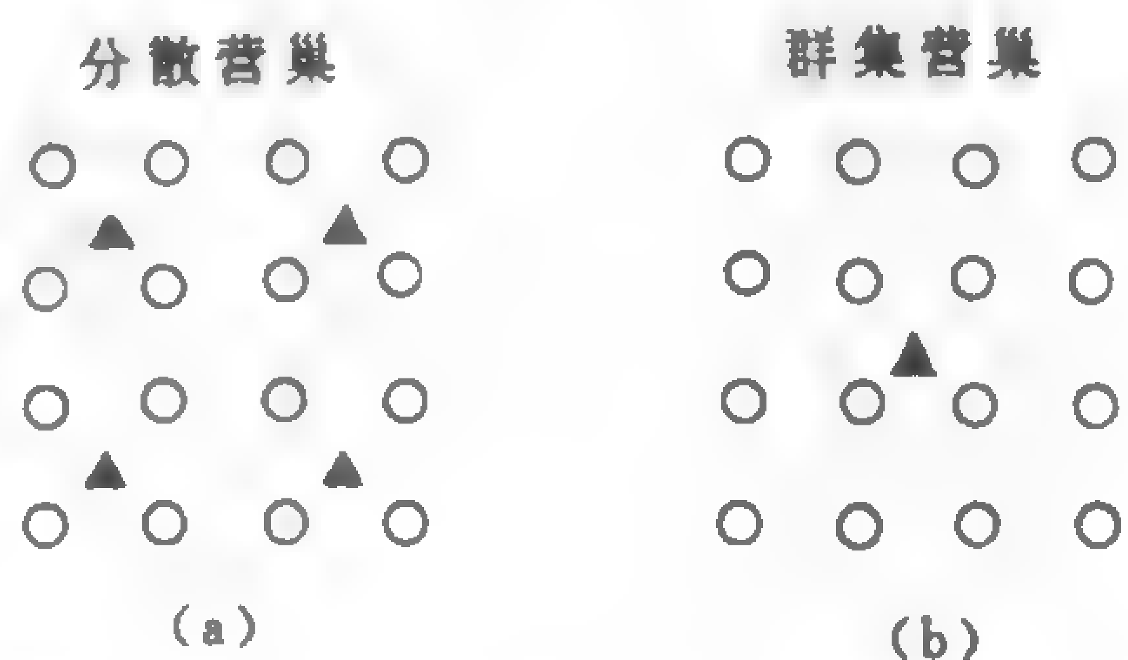


图 7-20 食物资源分布与鸟巢位置关系模型图解(自孙儒泳等:普通生态学,1993)

近的四个资源点(图 7－20,a),则这些鸟为获取资源的平均飞行距离为 0.71D(D 为资源点间距离);如果四对鸟集中营巢,共享 16 个资源点(图 7－20b),则平均飞行距离为 1.50D。可见划分领域比群集繁殖的平均飞行距离短。因为育雏期的成鸟为采食饲喂雏鸟的昆虫每天要成百次地往来于鸟巢和资源点之间,飞行距离短显然有利

二、生物群落

在自然界很难见到哪一个生物种群是单独地占据着一定的空间或地段,而是若干个生物种群有规律地结合在一起,形成为一个多生物种的、完整而有序的生物体系,即生物群落(Biocoenosis)。群落(Community)是种群的集合体,但不是种群的简单集合,它是经过生物对环境的适应和生物种群之间相互适应而形成的有规律的组合,是一个比种群更复杂更高一级的生命组建层次。比利时生态学家 Paul Duvigneaud 对群落作的定义是“群落(或生物群落)是在一定时间内居住于一定生境中的不同种群所组成的生物系统;它虽然是由植物、动物、微生物等各种生物有机体组成,但仍是一个具有一定成分和外貌比较一致的组合体;一个群落中的不同种群不是杂乱无章地散布,而是有序和协调的生活在一起”(1974)。

群落由于组成成分中生物类别的不同而有不同的类型和名称,如植物群落、动物群落、微生物群落等,它是人们为了研究方便而有条件地从生物群落中划分出来的。如果在一定地段上共同生活在一起的植物种群彼此发生作用,形成一种有规律的组合,这种多植物种群的组合就是植物群落(Plant community 或 Phytocoenosium)。河漫滩上的一块草地,山坡上的一片松林,湖岸浅水处的一片芦苇丛,乃至一块人工管育的稻田都是植物群落。其类型繁杂多样,其面积大小悬殊,彼此之间的边界明显或不甚明显而成为逐渐过渡状态。

动物同植物一样,也常常是以群落的形式组合在一起共同生活着,只是由于动物的移动性很大,群落的组合更松散,变化更大,在科学研究上多以种群为对象。

生物群落虽是存在于自然界的整体,但其中以植物群落最为突出而引人注目,同时在生物群落的结构和功能中所起作用也最大,尤以陆地植物群落为著。一个地区全部植物群落的总体叫做该地区的植被(Vegetation)。如北京的植被、秦岭山地的植被都是指该地区范围内分布的全部植物群落。

生物群落具有以下许多特征,这里以研究得最多的植物群落为主作一简介。

(一) 种类组成

每一个群落都是由一定的生物种类所组成。不同类型的群落必然具有不同的生物种类。因此种类成分是区别不同群落类型的首要特征。陆地上,不同地区的群落中所包含的生物种数变动在一个相当大的范围内,其种数的多少决定于许多因素。一般来说,环境条件愈优越、群落发育的时间愈长和群落内部物理环境越复杂即空间异质性程度越高,生物种的数目愈多,群落的结构也愈复杂。例如热带雨林和亚热带常绿阔叶林中的物种数目比同样面积上的温带森林或草原要多得多;另外在两个或多个群落间过渡地带,即群落交错区(Ecotone),如海陆交界的潮间带、河口湾、森林与草地或农田的交界地带,生物的种类和个体数目常比相邻群落中多,这种现象称作边缘效应(Edge effect)。

一般把群落中物种数目的多少(丰富度)和各物种个体数目的多少(均匀度)两个参数的结合

称为群落的物种多样性(Species diversity)。即组成群落的物种愈丰富多样性愈大,各个物种的个体在物种间分配越均匀多样性越大。测定多样性的公式很多,其中常用的是香农－威纳指数(Shannon－Weiner index),它是借用了信息论的方法来测量群落的异质性或物种和个体的不确定性 $H=-\sum_{i=1}^{s}P_i\ln P_i$,$H$ 为物种多样性指数,s 为群落中物种的数目,P_i 为属于第 i 种的个体在全部个体中的比例。H 值越高,不确定性越大,物种多样性也就越高。据调查研究:①从热带到两极随纬度增加,群落中物种多样性有逐渐减小的趋势;②在低纬度的高山区,随海拔高度增加,物种多样性逐渐降低;③在海洋或淡水中,水生生物的多样性随深度增加有逐渐降低的趋势。物种多样性的这几种表现可以称其为多样性梯度(Diversity gradient)。

多数生态学家认为,物种多样性是影响群落稳定性的一个重要因素。物种多样性大则群落中生物间的营养关系比较复杂,每个种便具有更加自由和宽广的食物选择范围,生物生存的可能性也就越大,即使一部分群落要素失衡也不致破坏其整体特性,从而保证了群落的稳定性和抵抗外界干扰的程度,这就是生态学中的种类多样性导致群落稳定性原理。混交林中植物种类多,为鸟类和有益动物的生存提供了有利条件,可形成较复杂的食物关系,阻止害虫的发生和蔓延,即使有害虫也不易成灾,比纯林稳定得多。

生物群落中每个物种都占据着独特的小生境,并且在建造群落、改造环境条件和利用环境资源方面也都具有一定的作用。群落中每一个生物种所占据的小生境(住所,空间)和它的功能(作用)结合起来就叫做生态位(Niche)。同一群落中不同生物种的生态位常常不同,据此把它们划分成为不同的群落成员型。凡是在群落的每个层中占优势的种类,即个体数量多、生物量大、枝叶覆盖地面的程度也大、生活能力强和对生境具有明显影响的生物种类叫做优势种(Dominant species)。优势种中的最优势者,即盖度最大,占有最大空间,因而在建造群落和改造环境方面作用最突出的生物种叫做建群种(Constructive species),它们是群落中生存竞争的真正胜利者。群落中其他次要的种类称作伴生种(Companion species)。在对群落调查时,应对每个种的数量特征,如多度、密度、高度、盖度、频度、重量和重要值等进行统计与分析,确定它们在群落中的地位和作用,特别应注意对建群种和优势种的深入了解,以便认识群落的基本特征,同时群落的名称也是以它们来命名的。例如广泛分布于华北地区的油松、二色胡枝子、大披针苔群落(简称油松林)中的油松为建群种,其他两种植物为优势种。

(二)群落的外貌与植物的生活型

植物群落的外貌是群落长期适应一定自然环境所表现出的一种外部总体相貌。环境不同,群落类型不同,它们的外貌特征也不同,它是群落与环境之间相互关系的可见标志。因此外貌是认识和区分群落类型的重要特征之一。如森林、草原、灌丛的外貌迥然不同,而森林中常绿阔叶林、落叶阔叶林和针叶林的外貌又有明显的差别。

植物群落的外貌主要决定于群落中优势植物的生活型。生活型(Life form)是植物长期受一定环境综合影响所表现出的生长形态。例如乔木、灌木、草本植物、藤本植物、附生植物、苔藓与地衣植物和藻菌植物等,它们又可进一步划分成次一级的生活型类型。如乔木被划分成常绿针叶乔木、落叶针叶乔木、常绿阔叶乔木和落叶阔叶乔木等;草本植物可划分成多年生草本、一年生草本和水生草本植物等。在自然状态下,每一个植物群落都是由若干个不同生活型的植物种所组成,但是决定群落外貌的主要是它的建群种的生活型。例如松林的外貌决定于构成它的常绿

针叶乔木，而草原的基本外貌决定于多年生草本植物及其季节变化。

（三）群落的结构

群落是一个复杂的生物体系，其中包含有若干个生物种群，它们在群落内部空间上按一定规律组合排列的现象即是群落的结构。主要有垂直结构、水平结构和生态结构三种类型。

1. 群落的垂直结构　生物群落在形成的过程中，由于不同生活型植物的定居和内部环境的逐渐分化，便发生了生活型不同和因此而对环境也有不同需求的植物分别出现于地面以上不同的高度和其根系分布于地面以下不同的深度，从而使整个群落在垂直空间有了上下不同层次的分化，即成层现象（Stratification）。群落的垂直结构就是指成层现象。以陆生群落为例，成层结构包括地面以上的层次和地面以下的分层（图 7－21）。层的数目依群落类型不同而有很大变动。森林群落的层次比草本植物群落的层次多，表现也最清楚。大多数温带森林有 3～4 个层，最上层是由高大的树种构成的乔木层，其下尚有灌木层、草本层和由苔藓地衣构成的地被层。在地面以下由于各种植物根系所穿越的土壤深度不同，形成了与地上层基本对应的地下层。热带雨林的种类成分十分复杂，群落的层次也最多，仅乔木就有 3～4 层。多数农业植物群落仅有一个层。



图 7－21　森林群落的垂直结构（徐凤翔，1982）

正如群落中植物有分层现象一样，各种动物也因生态位不同而出现于不同层次中。例如鸟类经常只在一定高度的林层或地面作巢和取食。许多动物也可能同时出现于几个不同的层次，但总有一个最喜好的层。

群落的垂直分层结构不是群落内部生物种在空间上的简单排列,而是群落在形成过程中各种生物通过竞争、自然选择和彼此相互适应的结果,是群落由无序走向有序的一种表现。层的出现使群落在一定面积上容纳更多的生物种类和个体数量,最充分地利用环境空间和资源,产生更多的有机物质。农业生产中的间作、套种和混作就是人们模拟天然植物群落的层性,将高、矮秆作物或深、浅根系作物合理搭配而创造的多层人工植物群落,达到充分利用土地资源和光能,提高农业生产量。

2. 群落的水平结构　在野外我们常常观察到由于小地形的起伏变化,土壤湿度或盐渍化程度的差异,光照状况的不同以及由于动物的活动等原因,使群落内部的环境在水平方向出现不均一的现象,形成许多小环境;或者由于植物依靠根蘖或根茎繁殖的结果;便在群落内部分化出由一种或若干种植物构成的小斑块,即小群落(Microcommunity)。它们是群落的一个结构单元,均匀或不均匀地分布于整个群落中,这就是群落在水平空间上的主要结构——镶嵌性(Mosaic)。例如分布于内蒙古草原地区的锦鸡儿、针茅灌丛化草原中,大片地面被以针茅和旱生双子叶杂类草形成的草被层覆盖着,其中比较均匀地散布着一些高出草被层的锦鸡儿植丛,它们的基部因风沙受阻而堆积成直径约 0.5 ~ 2 m、高出地面约 0.5 m 的沙土小丘,其上生长着一些草本植物与锦鸡儿共同形成小群落,补缀在草原草群背景上,景象独特,为群落镶嵌性的典型例子。

3. 群落的生态结构:如果把成层现象和镶嵌性看作是群落在空间上所表现出的形态结构,层片则是群落的生态结构单元,前苏联著名植物群落学家 B.H.苏卡乔夫(Сукачев,1957)指出:"层片(Synusia)具有一定的种类组成,这些种具有一定的生态生物学一致性,而且特别重要的是它具有一定的小环境,这种小环境构成植物群落环境的一部分"。这就是说,属于同一层片的植物其生活型和生态学特性是一致的,它们在群落中占据着一定的空间和具有一定的小环境,不同层片的小环境相互联系构成群落环境。层片和层有一致的情况,又有质的区别。例如油松林的乔木层如果仅由油松一个树种构成,这是一个常绿针叶乔木层片,它与层一致;如果乔木层中除了大量油松外,还混生个别辽东栎和山杨,后两个树种属于落叶阔叶乔木层片,故一个层中包含了两个层片。群落的其他层与其层片的关系也是如此。在有些森林群落中,藤本植物层片、附生植物层片穿越草本层、灌木层并上延至乔木层,这是一个层片同时出现在不同层中的现象。

(四) 群落环境

群落在形成过程中,随着各种生物的逐渐定居,通过植物枝叶的遮荫和挡风,根系不断地分泌有机化合物,枯枝落叶层覆盖地面和减弱地表径流、微生物对有机物质的分解以及动物的活动等,不断地改造原来的物理环境,使群落内部形成了显著不同于其周围裸地的环境,此即群落环境。群落环境具有一系列特点,以森林群落为例:投射到群落上的太阳辐射,从上而下被层层植物吸收和反射,到达下层和地面的光照强度已大大减弱(图 7 - 22),光质也有所改变,生理有效光减弱了,剩余的多为绿光和黄光。群落内部的温度在白天和夏季比邻近空旷地区低,夜间和冬季比空旷地区高,温度的日变化和年变化都因此而比较缓和。由于植物枝叶的截留,只有一部分降水到达地面,也因枝叶的阻挡,群落内空气湿度经常较高。植物群落对空气运动的影响是巨大的,尤其森林不仅是空气运动的巨大障碍,而且可以改变空气运动的方向和速度。当风进入森林群落后,其速度很快就减缓下来,通常在深入林内 200 ~ 250 m 处,风速仅及原风速的 2% ~ 3%。森林对空气运动的影响不仅限于林内,而且还影响到林前迎风面和林后背风面及森林上部的气流速度和构造。一般在林前 100 m 范围内风速就有所降低,当碰到林墙时,一部分气流上升沿林

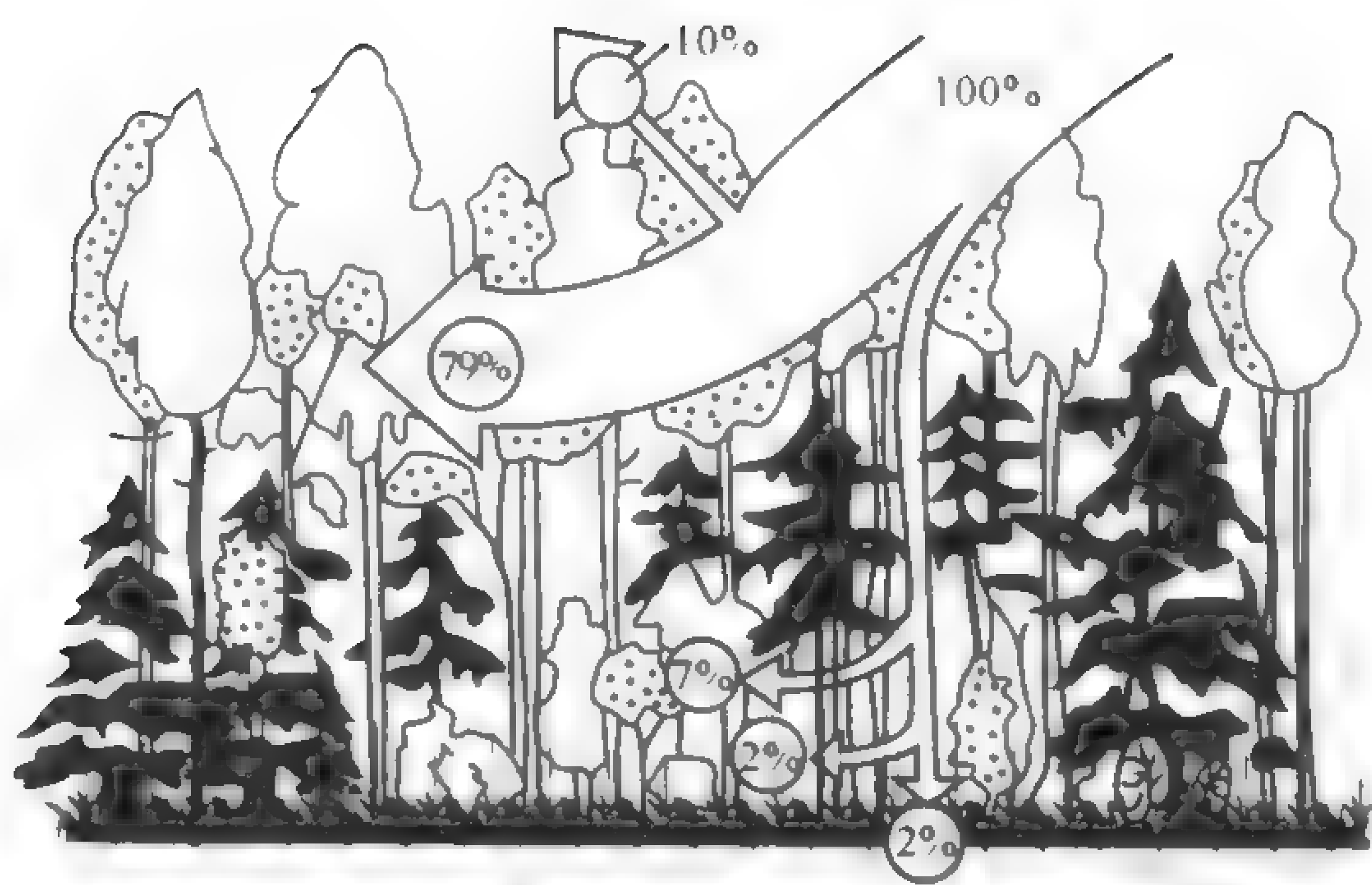


图 7－22　北方针阔叶混交林中太阳辐射的减弱情况
（云南大学，植物生态学，1980）

冠运动，一部分穿过林内而运动，不管哪部分气流都要受到林冠或树干的阻挡和摩擦而产生涡流，从而降低了风速。在林带背风面，相当于树高（林带）5 倍的距离内风速最小，此后便又开始增速，大约在林带高的 50 倍距离处风速就基本恢复到原来大小。受保护的距离一般为 500～750 m。当然对风速的减低和林带后受保护的距离因林带或森林的树种组成、结构、高度、疏密度等的不同而有变化（图 7－23）。营造防风林带就是利用这种作用保护农田和道路等。此外，植物群落的枯枝落叶以及死亡的根系和动物的尸体经微生物分解后，其有机质加入到土壤中，影响土壤的物理性质和化学特性。

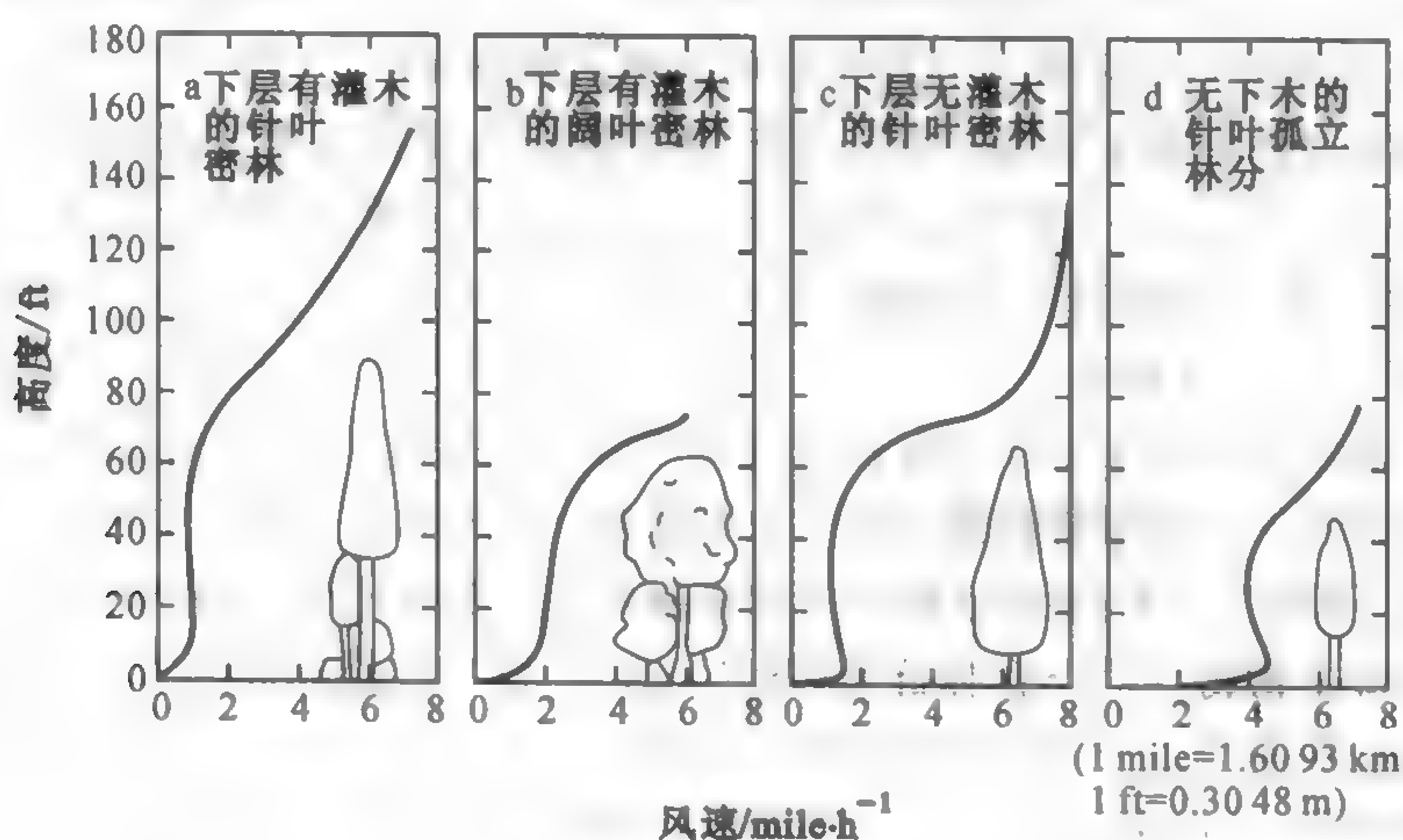


图 7－23　不同结构的森林对风速的影响（S.H.斯波尔等，1973）

由于植物群落具有如此明显的改造外界环境的作用，因此常用于防风固沙、护堤固岸、涵养水源、保持水土和净化环境。

（五）生物群落的动态

生物群落是一个动态系统，处于不断发展变化之中。生物群落作为一种由多种有机体构成

的生命系统,其变化更为活跃并且是多方面的,既有季节性变化和年际变化,又有群落的演替和演化等。其中以季节性变化和演替比较重要。

1. 植物群落的季节性变化　在气候季节变化明显的地区,植物的生命活动随着气候表现出季节性的周期变化。即在不同季节植物通过发芽、展叶、开花、结果、落叶、休眠等不同的物候阶段,使整个群落在各季表现出不同的外貌,这叫做群落的季相(Aspection)。不同气候带群落的季相表现很不一致。热带雨林的外貌变化很不明显,反映了所在地区气候终年炎热多雨,环境比较稳定。温带地区四季分明,群落的季相变化比较突出,尤以草原的季相更替最为频繁。

群落的季节性变化除季相发生更替外,群落的生产力、生物量、植物体中的营养成分和群落环境也都发生周期性变化。但是季节性变化并不导致群落发生根本性质的改变。

由此可见,群落的季节性变化是地理环境变化的反映。通过对这种动态特征的观察,可以了解地理环境在一年中变化的梗概,同时还可为确定植被资源的合理利用季节提供科学依据。

2. 生物群落的演替　由于气候变迁、洪水、火烧、山崩、动物的活动和植物繁殖体的迁移散布,以及因群落本身的活动改变了内部环境等自然原因,或者由于人类活动的结果,使群落发生根本性质变化的现象也是普遍存在的。这种在一定地段上一种群落被另一种群落所替代的过程叫做演替(Succession)。例如在某一林区,一片土地上树木被砍伐后辟为农田种植农作物;以后这块农田被废弃,在无外来因素干扰下,随着时间的推移,便自然地发育出一系列不同的植物群落,并且依次取代。首先出现的是一、二年生田间杂草,构成先锋植物群落(Prodophytium);接着是多年生杂类草与禾草组成的群落;再后是灌木群落和乔木树种的出现,直到一片森林再度形成,替代过程基本结束。在这里原来的森林群落被农业植物群落所代替,就其发生原因是一种人为演替。此后,在撂荒地上一系列天然植物群落相继出现,主要是由于植物之间、植物与环境之间的相互作用,以及这种相互作用不断变化而引起的自然演替过程。

群落演替因分类的根据不同而有许多类型,现仅介绍其中的二类。①按群落所在地的基质状况(物理环境)可分为两类:一类是在以前没有生长过植物的原生裸地上首先出现先锋植物群落,以后相继产生一系列群落的替代过程叫做原生演替(Primary succession)。原生裸地的环境一般比较严酷,没有土壤。这种演替又可分为发生于干燥地面的旱生演替系列和发生于水域里的水生演替系列。前者如果是发生在具有森林气候环境的地区,其演替系列可概括为:裸岩→地衣群落→苔藓植物群落→草本植物群落→灌木植物群落→乔木植物群落。后者如果是发生在森林区的淡水湖泊里,演替系列为:开敞水体→浮游植物群落→沉水植物群落→浮叶根生植物群落→挺水植物群落→湿生植物群落→森林群落(图 7-24)。另一类是在原来有过植被覆盖,以后由于某种原因原有植被消失了,这样的裸地叫做次生裸地,有土壤的发育,其中常常还保留着植物的种子或其他繁殖体,环境条件比较好。发生在这种裸地上的群落演替称做次生演替(Secondary succession)。上述出现于撂荒地上的一系列演替即属此类。次生演替在有人类活动的地区几乎到处可见。

随着植物群落的演替,栖居于其中的动物群也将与植物一起发生变化(图 7-24,7-25),每一个演替阶段的动物群都与一定的植物群落类型相联系着。②群落演替按其发展方向不同分为进展演替和逆行演替。当发生于裸露地面的群落经过一系列发展变化,总趋势朝向逐渐符合于当地主要生态环境条件(如气候、土壤等)的演替过程叫做进展演替(Progressive succession)或顺行演替。演替的结果,群落的特征一般表现为生物种类由少到多,结构由简单到复杂,由不稳定变

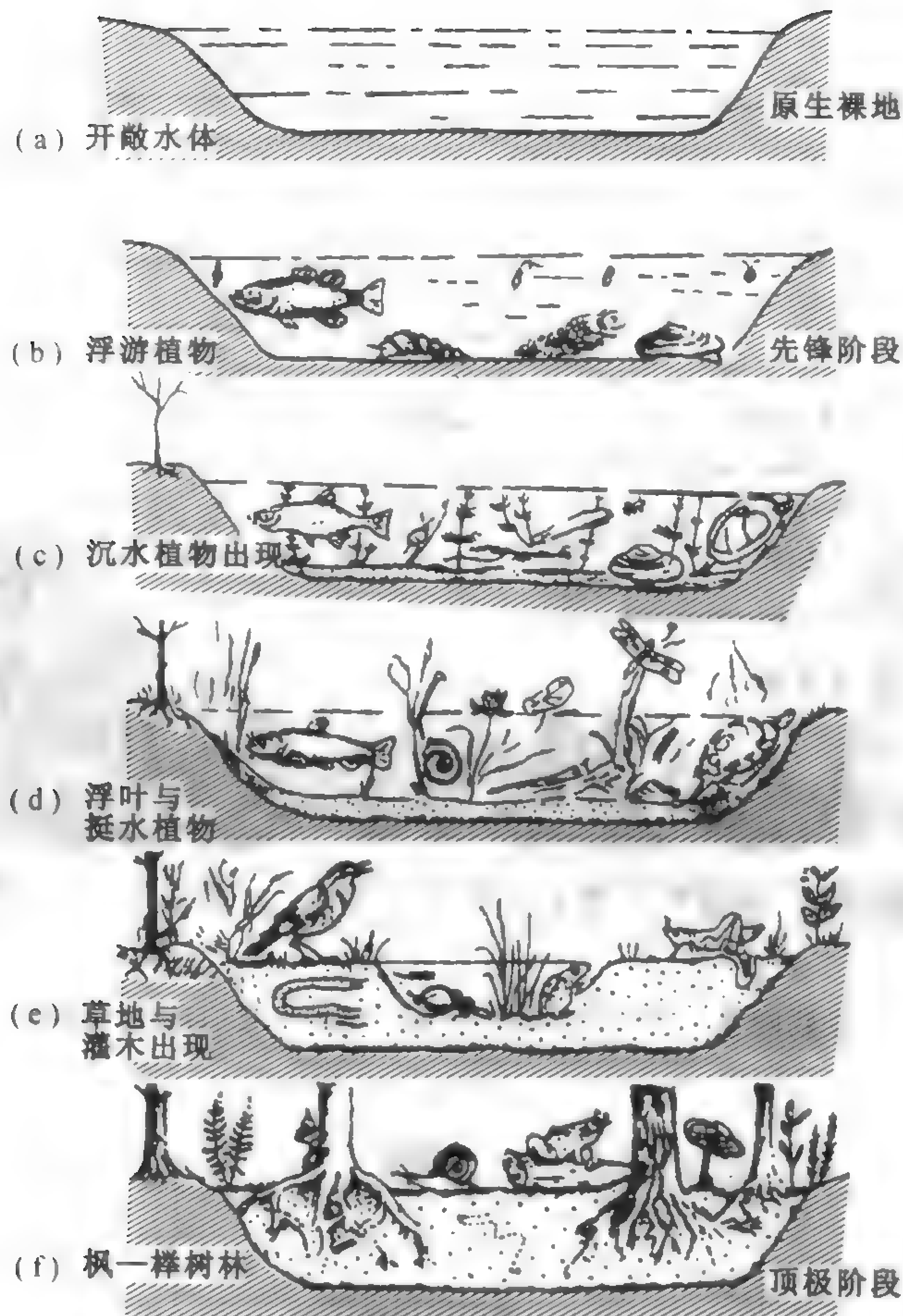


图 7-24 水生演替系列(b-f,依 Buchsbaum,1937;a,编者绘)

得比较稳定,同时群落越来越能够充分地利用环境资源。例如分布在我国北方针叶林中的一个重要类型——云杉林被破坏后的复生过程就是一种进展演替(图 7-26)。群落由于受到干扰破坏而驱使演替过程倒退即逆行演替(Regressive succession)的现象也是常见的。演替结果出现生物种类减少,群落结构简化、生产力降低和环境资源得不到充分利用等。强度放牧下的草原,因适口性强的牧草逐渐减少或消失,代之以品质低劣、有毒或有刺的植物得以繁生和蔓延,草群总盖度下降,生产力降低,甚至出现裸露地面。草原发生的这种退化现象即是群落的逆行演替。

群落演替的速度随具体条件不同而有差异。一般在演替系列的早期阶段比较快,群落稳定性差些;后期演替速度逐渐变慢;最后阶段的群落保持相对稳定状态。另外,次生演替比原生演替快些。例如美国密执安湖沙丘原生裸地上,由先锋群落到成熟稳定群落——山毛榉、槭树林的形成大约需要 1000 年时间,而在北卡罗来纳的一块弃耕农田上由一年生植物群落到栎-山核桃林的次生演替过程只经历了 100 年左右的时间。

群落演替是一个漫长的过程,人的一生往往很难看到一个完整的演替系列,但是演替也不是

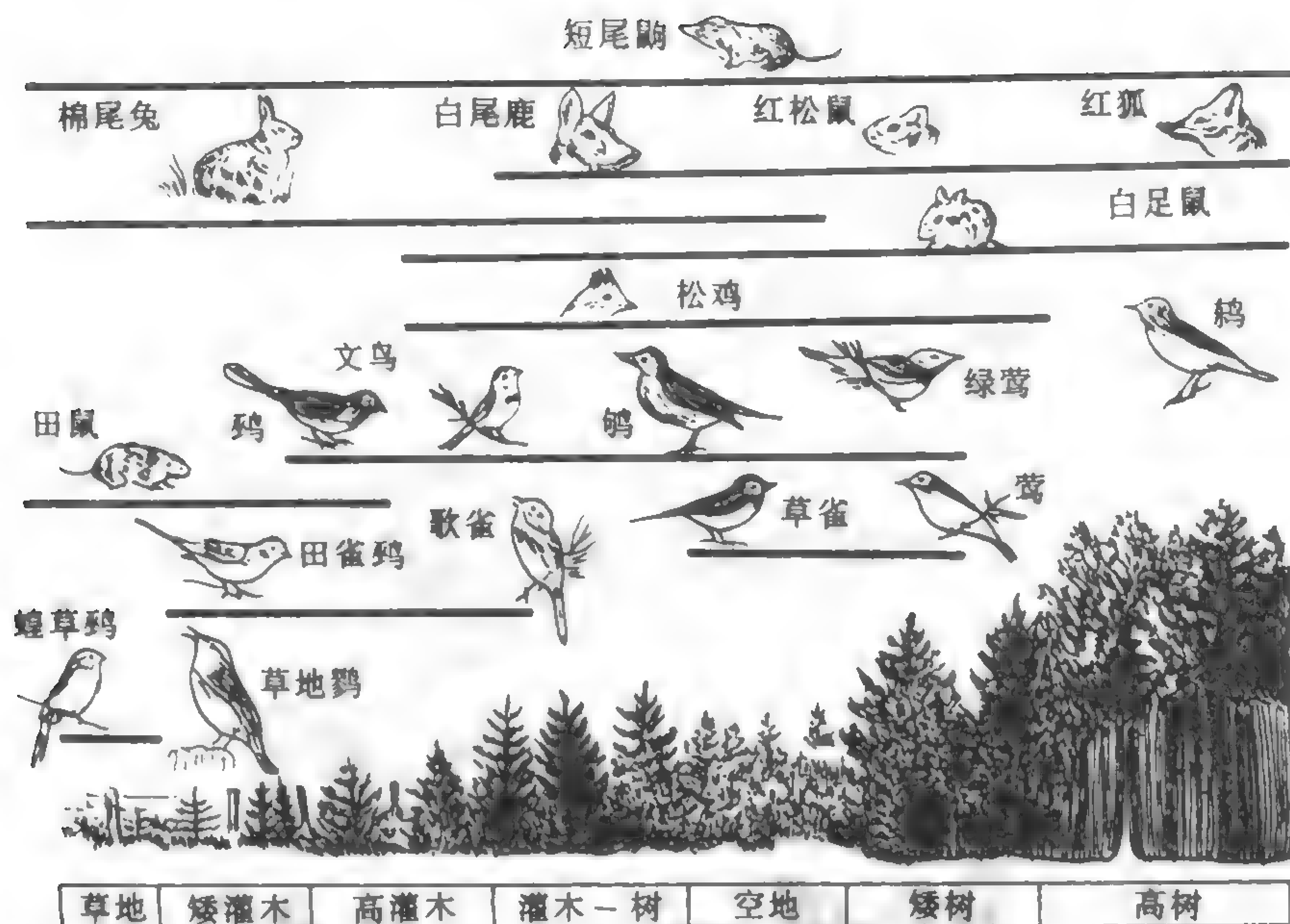


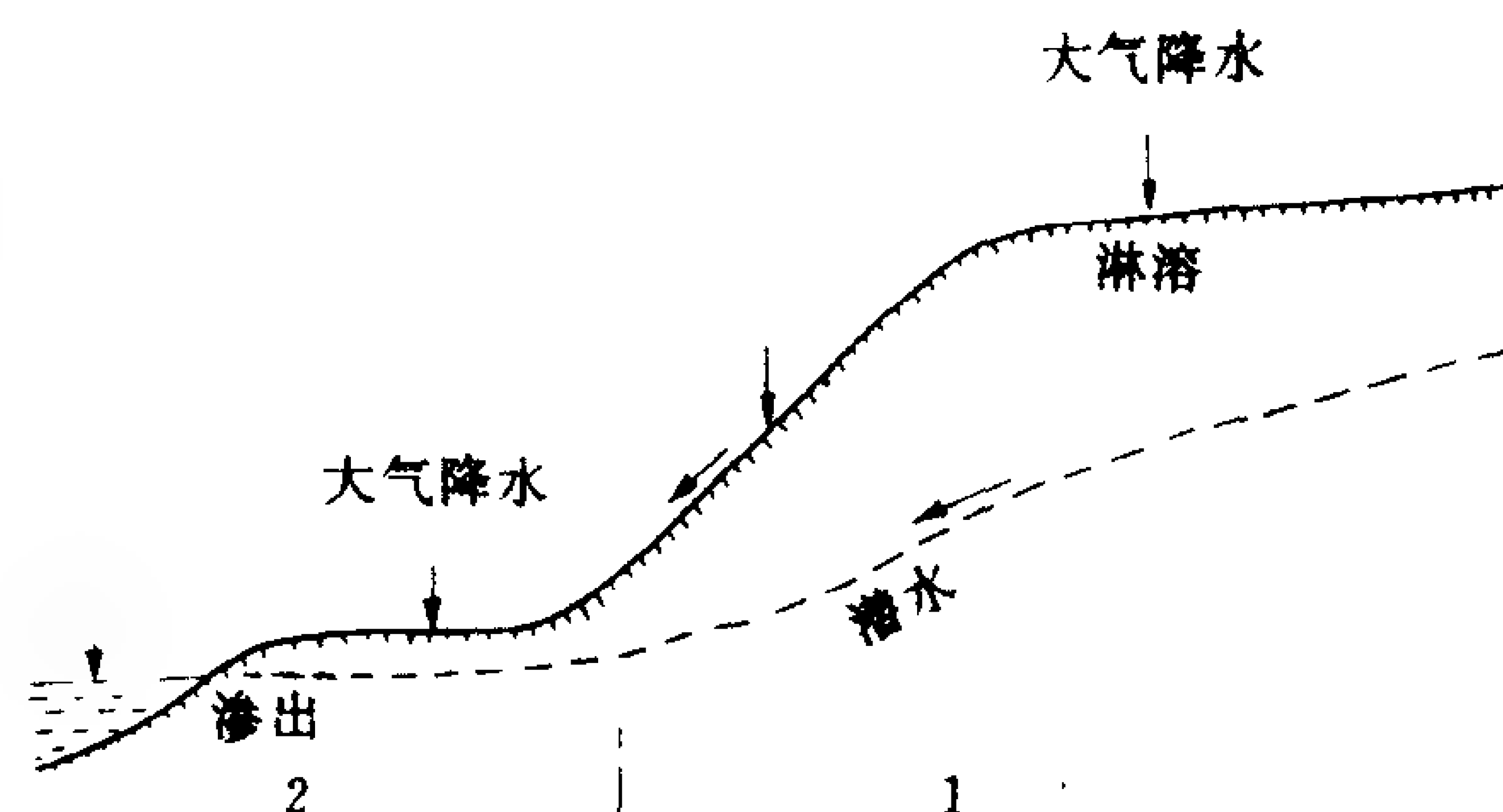
图 7－25　动物随着一个针叶林的出现而发生的变化（自 R.L.Smith,1980）



图 7－26　云杉林采伐演替过程（云南大学，植物生态学，1980）

一个无休止的过程。一个地区的植物群落若没有重大外界因素的干扰破坏，通过进展演替，最后会发展成为与当地环境条件保持协调的、种类组成与结构相对稳定的群落，这种演替到所谓最终阶段的群落，英美学者称做演替顶极（Climax）。从先锋群落到顶极群落按顺序发育的那些带有过渡性质的群落都称作演替系列群落。在一定的自然地理区域里，主要受气候、土壤、地形和动

物等因素分别控制，相应地可以形成许多顶极群落，如气候顶极、土壤顶极等，即多顶极。其中发育在显域生境（排水良好、土壤非沙质和非盐渍化的平地和缓坡地，图 7-27）上的、与当地大气候水热条件最相适应的、稳定的植物群落，即是气候顶极（Climatic climax），通常也叫做显域植被或地带性植被（Zonal Vegetation）。“顶极”并不意味着群落停止了发展，只是表示群落发展到了与所在地区环境条件协调一致，其种群和群落结构相对稳定，整个群落的物质与能量的输入与输出保持相对平衡的状态。



1. 显域生境;2. 隐域生境

图 7-27　生境的两种类型

研究群落的演替对于认识它们的性质（例如是先锋群落、演替群落还是顶极群落等）和特征、预测未来发展趋势、以及合理改造、利用和保护等都具有重要意义。

（六）群落的分类

通常所谓的群落分类主要是指植物群落的分类或称植被的分类，并且都是以陆地区域的植被为其研究对象。地球陆地地区的自然环境十分复杂，植物种类也相当繁多，所形成和分布的植被具有多种类型，而各国各地区的植被又有很大的不同，表现出强烈的区域性和多样性，所以植被分类是一个非常复杂的问题；同时由于各植物群落学派的观点不同，对于许多问题的理解尚不一致，故至今还没有制定出一个公认的、国际上通用的植被分类的原则、单位和系统，现以我国近年常用的植被分类方法为例予以说明。

世界上已经提出的植被分类原则很多，彼此间往往有很大的差别，甚至成为不同植物群落学派的重要特色，其中主要有外貌的、结构的、植物区系的、动态发生的、生境的和数量分类等。1980 年出版的《中国植被》一书采用的是植物群落学 - 生态学原则。也就是主要以植物群落本身的特征为分类依据，例如群落的种类组成、外貌、层片结构、建群种的生活型等，同时又十分注意群落与其生态环境的关系和群落的地理分布。当然对于不同等级的分类单位所依据的具体指标彼此有所不同，高级分类单位的确定偏重于群落的外貌和生态地理特征，中、低级单位则主要依群落的种类组成和结构等为其划分的指标。

世界各主要植物群落学派所应用的植被分类单位与系统互有区别，我国普遍采用的植被分类单位主要有三个，即植被型、群系和群丛，并在各主要分类单位之上分别设置一个辅助单位，其下又设一个亚级单位，其完整的植被分类系统如下，并举例说明。

植被型组：针叶林
　植被型：温性针叶林
　　植被亚型：温性常绿针叶林
　　　群系组：温性松林
　　　　群系：油松林

亚群系：油松、中生灌木林

群从组：油松、胡枝子林

群从：油松、胡枝子、大披针苔林

对于三个主要分类单位的含义和划分标准要求准确严密，而对辅助单位和亚级的划分，根据各类植被的具体情况其标准可适当放宽，并且不是所有植被类型都必须具有这些次要的分类单位。

植被型（Vegetation type）：为最重要的高级分类单位。在植被型组内把建群种生活型相同或近似，同时对水热条件生态关系一致的植物群落联合为植被型。如温性针叶林、落叶阔叶林、草原、荒漠等

群系（Formation）：为最重要的中级分类单位。凡是建群种或共建种相同的植物群落联合为群系。如油松林、华山松林、大针茅草原、梭梭荒漠等。

群从（Assosiation）：是植被分类的基本单位。凡是层片结构相同，各层片的优势种或共优种相同的植物群落联合为群丛。例如油松林中的油松－胡枝子－大披针苔林和油松－胡枝子－杂类草林等都是群丛。

关于群落的命名，对于中、低级单位多彩用建群种或建群种与优势种植物的种名命名，高级单位则主要以建群种植物的生活型和植物群落的生态特征命名。

我国地域辽阔，地形复杂，气候土壤多样，植物种类繁多，植被类型异常丰富多彩，从森林、草原、荒漠到草甸、沼泽，以及从热带雨林到寒温性针叶林和山地冻原，应有尽有；而且在青藏高原具有世界上独一无二的大面积高寒植被。这样，除赤道雨林外，地球上绝大多数的植被类型均可在我国找到，这是其他任何国家所不能比拟的。《中国植被》一书比较系统地总结了我国长期积累的植被资料，将全国植被划分为10个植被型组、29个植被型、560多个群系。

第四节　生态系统

第二次世界大战以后，随着经济和科学技术的飞速发展，在给人类社会带来文明与进步的同时，由于人口的急剧增长和人类对于自然资源与环境施加的压力日益加强，全世界面临着人口爆炸、资源短缺、能源危极、粮食不足、环境污染等重大问题的挑战。生态学和地理学在参与解决这些关系人类生存和社会经济持续发展问题的过程中，本身也得到了迅速发展，如果说本世纪的前半期是以生物的种群和群落为主要研究对象的话，从60年代开始便进入到以生态系统为主要研究对象的阶段了。因为人类就是生活在生物圈这样的生态系统中，上述那些重大问题也都发生于生态系统之中，并对它造成严重影响。所以生态学和生态系统生态学的基本原则便为解决这些问题和促使社会经济持续发展提供了理论基础。

一、生态系统的概念

生态系统（Ecosystem）一词是英国植物生态学家A.G.坦斯黎于1935年首先提出来的，1940年苏联地植物学家B.H.苏卡乔夫又提出了生物地理群落（Biogeocoenosis）的概念。1965年在丹麦哥本哈根国际植物学会议上这两个概念被视为同义语，此后生态系统一词得到了广泛应用。

生态系统就是指在一定空间内生物成分（生物群落）和非生物成分（物理环境）通过物质循环

和能量流动相互作用、互相依存而形成的一个生态学功能单位。我们可以形象地把生态系统比喻为一部机器，它由许多零件组成，通过能量的传递把这些零件联系起来成为具有一定结构并完成一定功能的一部完整的机器。所以在自然界只要在一定空间内有生物和非生物成分存在，并通过物质和能量流动、信息传递，将它们联结成为一个功能上的整体，这个整体就是一个生态系统。地球上有许多大大小小的生态系统，一片森林、一块草地、一个湖泊、一条河流、一块农田和一座城市甚至小到一个养鱼缸都是一个生态系统。而分布有森林、灌从、草地和溪流的一个山地地区或是包含着农田、果园、草地、河流和村庄的一片平原地区也是生态系统。整个生物圈就是由陆地和海洋等各种不同生态系统镶嵌而成的地球上最大的生态系统。由此可见生态系统具有多层次性的特点。

任何一个能够维持其机能正常运转的生态系统必须依赖外界环境提供输入(能量和物质)和接受输出(热量、生物的代谢产物等)，其行为经常受到外部环境的影响，所以生态系统是一个开放系统，而不是封闭系统。但是生态系统并不是完全被动地接受外部环境的支配，在正常情况下，即在一定限度内，本身都具有反馈机能，使它具有自我调节和自组织的能力，逐渐修复与调整因外界干扰所受到的损伤，维持正常的结构和功能，保持其相对平衡状态，因此生态系统又是一个控制系统或反馈系统。生态系统还是一个动态系统，要经历一个由简单到复杂、从不成熟到成熟的发育过程，其早期阶段与晚期阶段具有许多不同的特征，生态系统的这一历史发展规律为预测未来提供了重要的科学依据。

生态系统概念的提出，使我们对生命自然界的认识提到了更全面和更高一级的水平。它的研究为我们观察分析复杂的自然界和解决人地关系矛盾提供了有力手段。当前人口增长、自然资源的合理利用与保护，以及维护人类的生存环境等问题的解决都有赖于对生态系统的结构和功能、生态系统的动态变化、生态系统的反馈调节与稳定性等问题的认识和深入研究。

二、生态系统的组分和结构

生态系统不管其范围大小、简单还是复杂，都具有一定的组成成分和结构。成分好比是零件，它们按照一定的方式组合起来形成结构，通过结构生态系统执行着一定的功能。

(一) 生态系统的组分

一个完全的生态系统由四类成分构成，即非生物成分和生物成分因获取能量的方式与所起作用不同被进一步划分为生产者、消费者和分解者三个类群。

1. 非生物成分　包括太阳辐射能、H_2O、CO_2、O_2、各种无机盐类和蛋白质、脂肪、糖类、腐殖质等有机物质。它们是生物赖以生存的物质和能量的源泉，并共同组成大气、水和土壤环境，成为生物活动的场所，所以它们是维系生物生存的生命支持系统，是一个不可缺少的成分。

2. 生产者　生产者(Producers)包括所有的绿色植物、蓝藻和为数不多的光合细菌与化学能合成细菌。它们是生态系统中的自养成分，主要通过绿色植物的光合作用($6CO_2 + 12H_2O \xrightarrow[\text{叶绿素}]{\text{光能}} C_6H_{12}O_6 + 6H_2O + 6O_2\uparrow$)把从环境中吸收的无机物合成为葡萄糖以及淀粉、脂肪和蛋白质等有机物质，并将太阳能转化为化学能贮存在所制造的有机物质中，为地球上一切生物提供得以生存的物质和能量，所以它们是生态系统中最基本最关键的成分。

3. 消费者　消费者(Consumers)包括各类动物,属于异养生物。它们不能利用太阳能制造食物,只能直接或间接依靠生产者植物为食物资源获取所需要的能量,维持其生存。消费者根据其食性不同又分为:

(1) 植食动物(Herbivores):直接以植物为食物资源的动物,如牛、马、羊、食草昆虫和啮齿类等,属于第一级消费者。

(2) 肉食动物(Carnivores):以捕捉动物为主要食物的动物叫做肉食动物。其中直接捕食植食动物者是第一级肉食动物,第二级消费者,如蛙类、食昆虫的鸟类、捕食鼠类的黄鼬等。主要以第一级肉食动物为食的动物,如狐狸、狼、蛇等,为第二级肉食动物、三级消费者。狮、虎、鹰等动物主要以第二级肉食动物和植食动物为生,是第三级肉食动物、四级消费者,有时它们被称为顶部肉食动物,在自然界它们的数量很少,但体躯强壮,凶猛有力。消费者生物还包括那些既食动物又吃植物的杂食性动物,如鲤鱼、某些鸟类等和靠取食其他生物组织与营养成分的寄生物,以及以动物尸体为食的腐食性生物,如蚯蚓、秃鹫等。

4. 分解者　分解者(Decomposers)主要指细菌、真菌和一些原生动物。它们把动植物的排泄物和死亡的有机残体等复杂的有机物逐渐分解为简单的无机物释放到环境中,被生产者重新吸收利用,所以分解者又称为还原者(Reducers),它们在有机物的降解过程中获得能量和营养物质。分解者广泛分布于生态系统中,时刻不停地促使自然界的物质发生循环。如果没有分解者,生态系统中的各种营养物质很快就会发生短缺并导致整个生态系统的瓦解,所以它也是一个不可缺少的成分。

在自然界每一个生态系统一般都具有上述四种成分。从理论上讲任何一个能够自我维持的生态系统,只要有非生物成分、生产者和分解者这些基本成分就够了,消费者动物不一定是必要成分,它们的存在只不过使生态系统变得更加丰富多采而已。

(二) 生态系统的结构

任何一个生态系统都必须凭藉着一定的结构来实现其功能,结构影响功能的效果,所以结构是生态系统的重要特征。生态系统的结构除了形态结构,如前述生物群落的垂直结构和水平结构一般也为生态系统所具有者外,以食物或营养关系把各类生物有机体联结起来形成的营养结构即食物链和食物网是最重要的。

1. 食物链　在生态系统中以生产者植物为起点,一些生物有机体以吃和被吃的关系,即通过食物的关系彼此联结而形成的一个能量与物质流通的系列即为食物链(Food chain),如草→兔→狐狸;草→昆虫→小鸟→蛇→鹰(图 7 - 28)。由于受能量传递效率的限制,即从一个环节到另一个环节,能量大约要损失 90%,使食物链不可能太长,一般都是由 3 ~ 5 个环节构成。食物链是生态系统营养结构的具体表现形式之一,也是更复杂的营养结构的一个组成单元。它有两个主要类型:即捕食食物链(Predator food chain)和碎屑食物链(Detrital food chain)。前者又称做活食食物链或牧食食物链,是通过活的植物和动物,以捕食和被捕食的关系建立的食物链类型,能量由绿色植物到各级消费者动物再到分解者的途径流动。后者又称腐食食物链,是以死亡的生物有机体或有机碎屑物为起点,作为食物它们或者被细菌和真菌等微生物所分解,能量直接由死亡的有机残体流向分解者;或者它们被其他食碎屑的动物所食,能量经过一些动物再流向分解者,如植物残体→蚯蚓→线虫→节肢动物等。

2. 食物网　在自然界生物间的取食和被取食关系并不像食物链所表达的那么简单。实际上在一个生态系统中常常生活着许多不同的植物和动物,它们形成若干个食物链同时存在,这些

食物链上的一些动物常常既吃植物又吃其他几种动物，而它本身又可能被不同的消费者所食。因此，各个食物链彼此交织、错综联结形成复杂的能量与物质流通的网络，此即食物网（Foodweb）（图7－29），它就是生态系统的营养结构。

食物链和食物网的复杂程度常常决定着生态系统的稳定性程度。一般来说，生态系统的食物链越长，食物网的结构越复杂，抵抗外力干扰的能力也越强，它的稳定性就越大。反之，生态系统容易发生波动或被毁灭。

3．营养级　为了使生物之间复杂的营养关系变得更加简明和便于进行定量的能流分析与物质循环的研究，生态学家在食物链和食物网概念的基础上又提出了营养级（trophic level）的概念。在生态系统的食物网中，凡是以相同的方式获取相同性质食物的植物类群和动物类群可分别称作为一个营养级。换句话说，在食物网中从生产者植物起到顶部肉食动物止，在各食物链上凡属同一级环节上的所有生物种就是一个营养级。绿色植物是生产者，它们都位于各食物链的第一个环节上，属于第一营养级，一级消费者植食动物都位于第二个环节上，属第二营养级，依次类推（图7－29，7－30）。不同的生态系统常常具有不同数目的营养级。由于食物链的环节数目是有限的，所以营养级的数目也不会很多，一般限于3～5级。营养级的位置越高，属于这个营养级的生物种类和数量就越少，以致不可能再维持一个更高的营养级及其中生物的生存。相反，离基本能源（绿色植物）越近的营养级，其中的生物受到被捕食的压力也越大，因而这些生物的种类和数量就越多，生殖能力也越强，以此补偿因遭强度捕食而受到的损失。

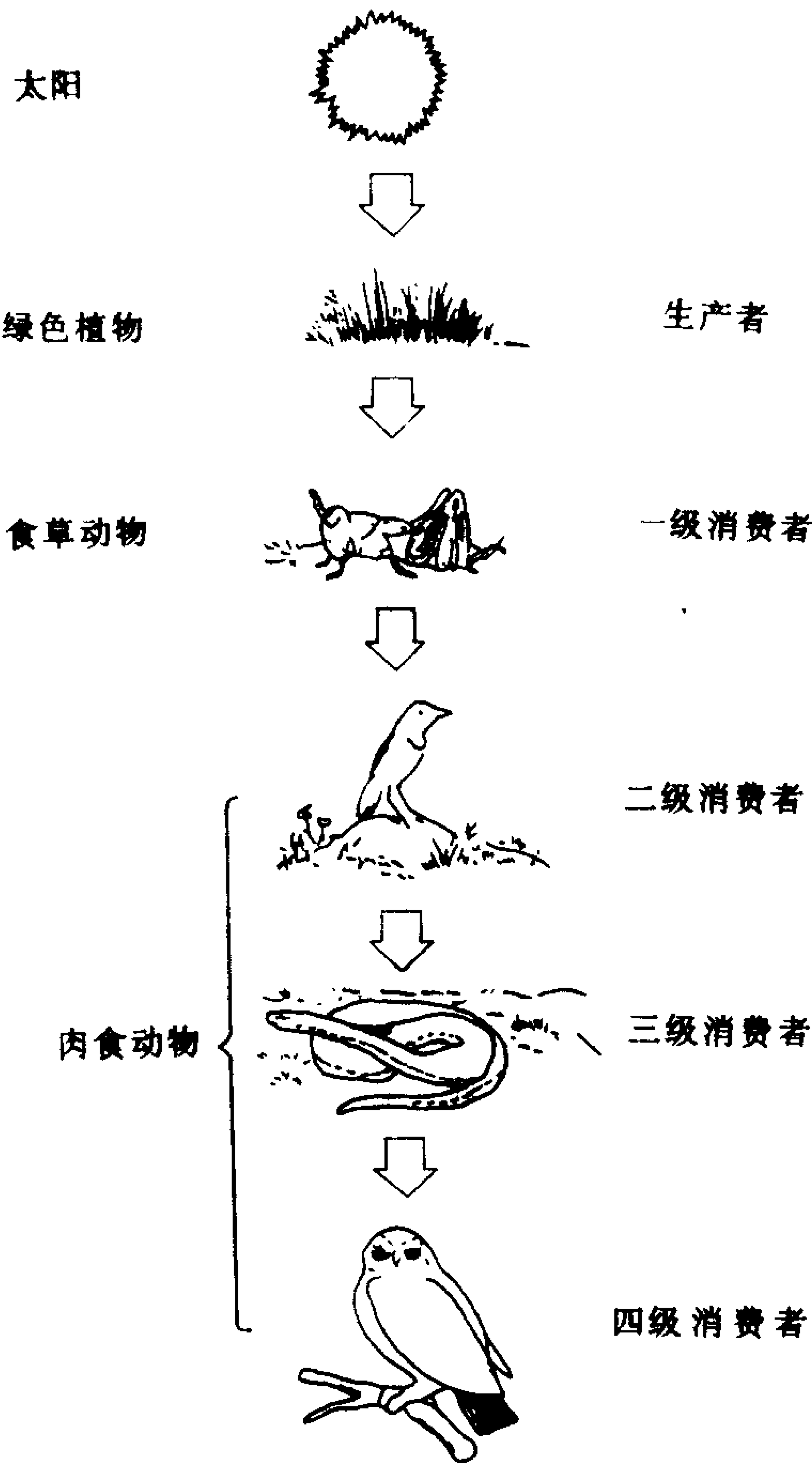
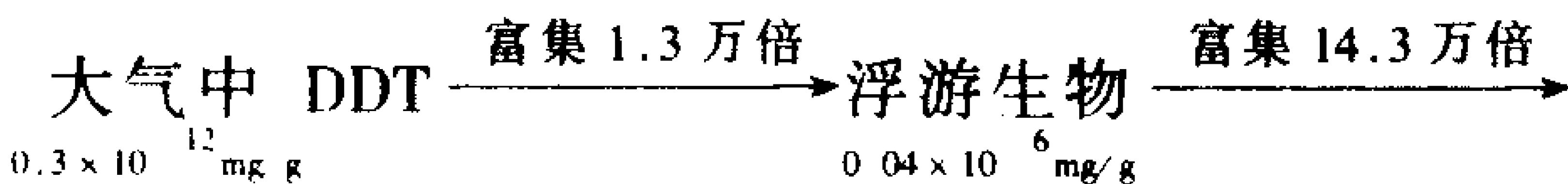


图7－28　能量沿着一个陆地食物链流动
（仿 Ricklefs，1979）

食物链和食物网以及营养级是生态系统在长期发展过程中逐渐形成的，其中各种生物之间、生物与环境之间处于相互适应、彼此协调的状态，从而维持着生态系统的稳定和平衡。如果人们对此不甚了解，恣意妄为，不合理地去除或增添食物链、网中的某一环节，将可能导致生态系统失衡受损。从污染生态学来看，食物链的研究也具有十分重要意义。因为污染物通过食物链产生逐级富集的现象，即生物放大作用。营养级越高的生物体内所含有的污染物的数量或浓度越大，从而严重地危害高营养级生物的生长发育或人体健康。例如美国科学家在长岛河口区做过这样的测定：大气中 DDT 的浓度为 0.3×10^{-12} mg/g 时，经过食物链放大，进入人体的 DDT 浓度为大气中浓度的 1 000 万倍以上！



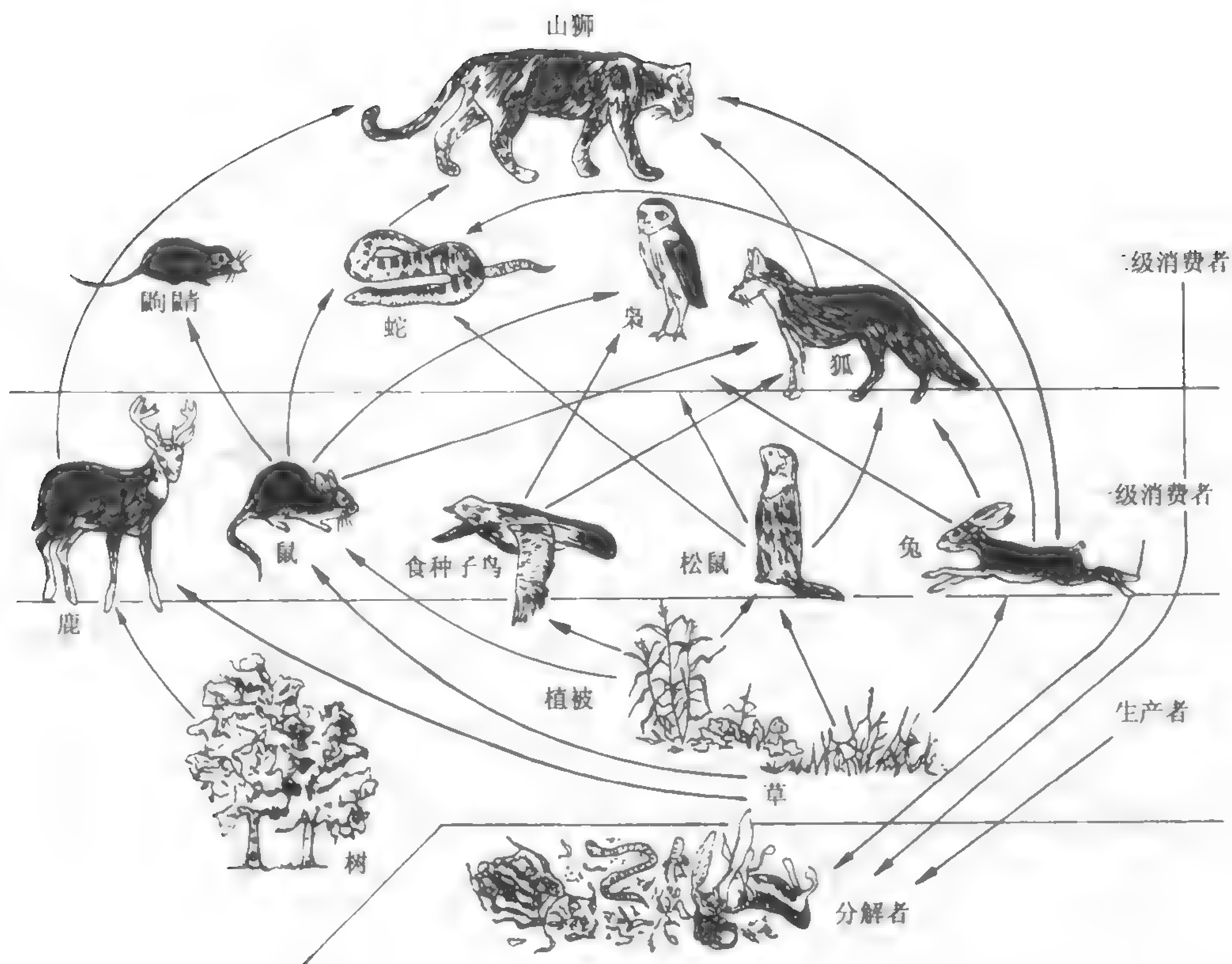
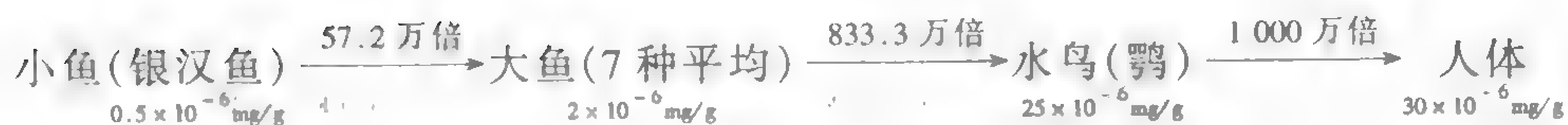


图 7－29　一个简化的陆地生态系统食物网



三、生态系统的功能

像其他系统都执行着一定的功能一样，生态系统也有其基本功能，这就是单向的能量流动、循环式的物质流动和信息的传递。三者相互联系、紧密结合使生态系统得以存在和发展，并赋予自然界一切生物以生存、作功和繁殖的能力以及对外界环境的影响能力等。而能量流动和信息传递又都必须是以系统的有机物质的生产为其基础。鉴于生态系统中信息传递的研究是一个刚刚起步的新领域，尚未有完整的理论体系，这里主要介绍能量流动和物质循环。

(一) 生态系统有机物质的生产

生态系统有机物质的生产包括初级生产和次级生产两个主要过程。

1. 绿色植物的初级生产　生态系统中的物质生产首先开始于绿色植物，通过植物的光合作用生产有机物质并固定太阳能，为系统的其他成分和生产者本身所利用，维持生态系统的正常运

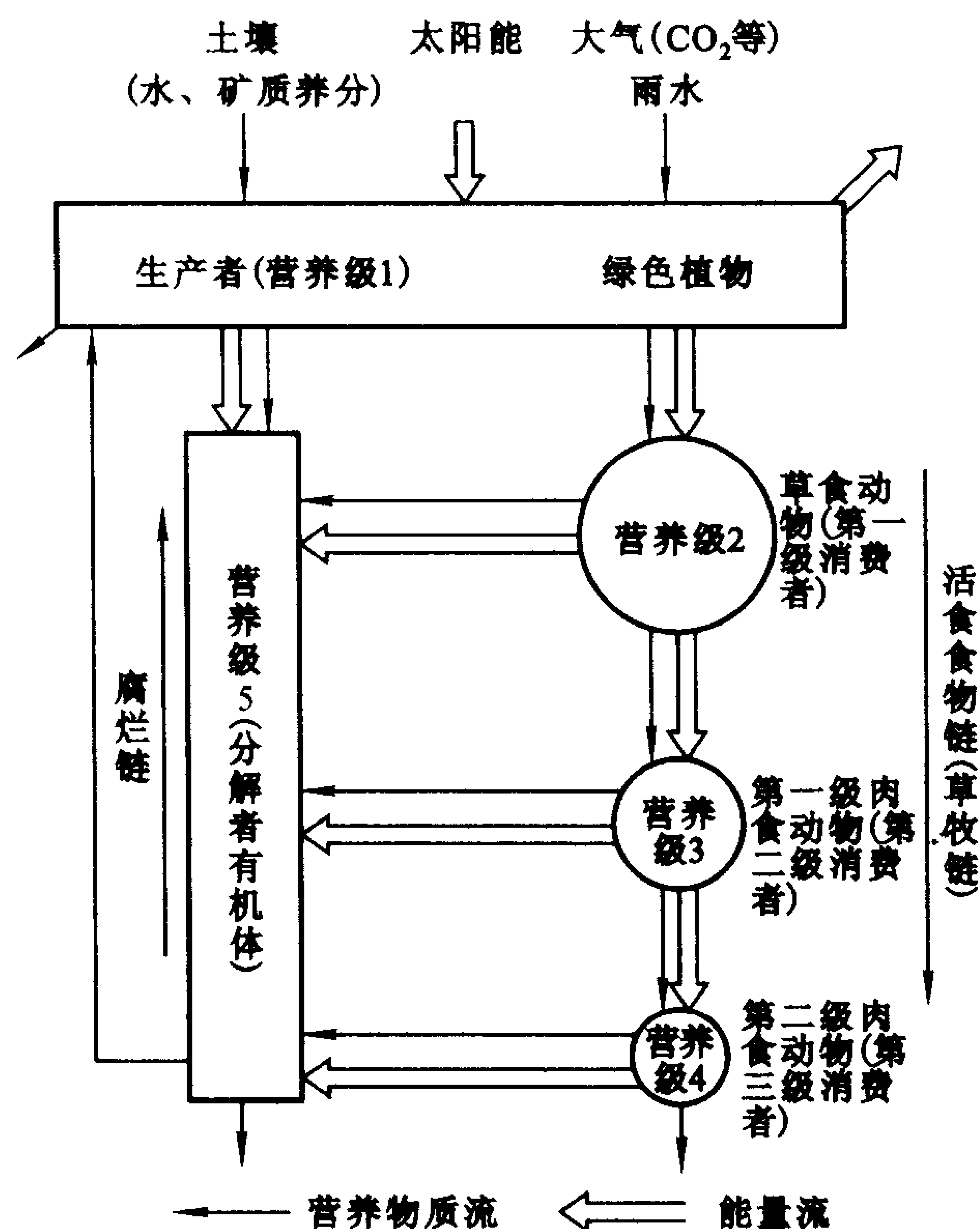


图 7-30 生态系统营养级示意图(哈钦松,1970)

转。所以植物性物质的生产是一切生物赖以生存发展的最基本的生产。由于绿色植物是有机物质的最初制造者,也是能量的第一个固定者,所以绿色植物被称为生态系统的初级生产者或第一性生产者。它所固定的太阳能或所制造的有机物质的数量就称为初级生产量或第一性生产量(Primary production)。植物在地表单位面积和单位时间内经光合作用生产的有机物质数量叫做总初级生产量或总第一性生产量(Gross primary Production, GP),通常用 g 干重/m^2·a 或 J/m^2·a 表示。克干重和焦(耳)之间可以互相换算,植物组织平均每克干重换算为 1.8×10^4J,动物组织平均每克干重换算为 2.0×10^4J 热量值。在自然条件下,通过光合作用,植物利用光能效率即总初级生产效率,一般在富饶肥沃地区可达到 1% ~ 2%,在贫瘠荒凉地区仅为 0.1%,人工精心管理的农田生态系统中曾有过 6% ~ 8% 的记录。但就全球平均来说仅约为 0.2% ~ 0.5%。总初级生产量产生之后并未全部积存下来,植物在生存过程中通过呼吸作用又把其中的一部分有机物质或能量消耗掉了(R),剩余的部分才用于积累,形成各种组织和器官。绿色植物呼吸之后剩余的有机物质或能量称作净初级生产量或净第一性生产量(Net primary Production, NP),即 NP = GP - R。只有净初级生产量才有可能被人或其他动物所利用。

在单位面积上净初级生产量日积月累所形成的有机物质数量叫做生物量(Biomass),通常以 g 干重/m^2 或 J/m^2 表示。实际上在植物积累生物量的过程中,一部分净初级生产量已被动物所食,另一部分成为枯枝落叶或已被微生物分解了,剩余的部分叫做现存量(Standing crop)。换言

之,现存量是在某一特定时刻调查时,生态系统单位面积内积存的活植物组织总量,即 $S_c = NP - L_1 - L_2$。S_c 现存量(g 干重/m² 或 J/m²),L_1 动物所食,L_2 枯枝落叶等损失部分。通常很难测得严格意义的生物量,因而视二者为同义语。生物量还随季节不同而变化,在荒漠和草原生态系统中,活有机体的地上部分大都当年死去,因此不同季节生物量差异很大。严格说来,生态系统的生物量除植物部分外还应包括动物和微生物的有机物质数量,只因后二者难以测得且数量很小,常略而不计

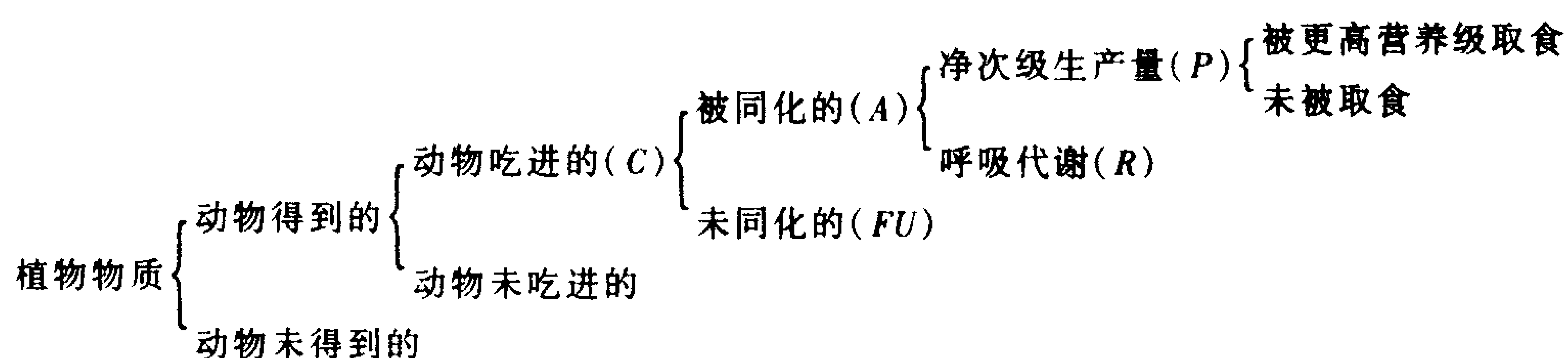
由于地表各地区自然环境不同,各类生态系统的生产力不同,它们的净生产量和生物量相差极大,空间分布很不均匀。根据怀梯克(Whittaker,1975)资料,现选择其中一部分类型举例如下:世界各主要生态系统平均净初级生产量(g 干重/m²·a),在陆地上,热带雨林约为 2 000,亚热带常绿林 1 300,温带阔叶林 1 200,北方针叶林 800,温带草原 600,冻原约 140,荒漠与半荒漠 90,裸岩、沙漠、冰雪地仅约为 3,农田约为 650;在水域,珊瑚礁约为 2 500,河口为 1 500,大陆架 360,开阔远洋 125。全球大陆净初级生产量平均为 773g 干重/m²·a,提供的干有机物质总计 115×10^9t/a,积累的生物量约为 $1\,852 \times 10^9$t。全部海洋的净初级生产量平均为 152g 干重/m²·a,提供的干有机物质为 55×10^9t/a,积累的生物量为 3.3×10^9t。全球现有生物量共计 $1\,855 \times 10^9$t。

生态系统的生产力还因本身发育阶段不同而有变化。在早期阶段,生存空间和营养条件充足,光合作用旺盛,而植物的根、茎等器官较小,用于呼吸消耗的有机物质和能量少,从而提高了净初级生产量,生产力高。随着演替的进行,越来越多的能量用于呼吸,到顶极阶段用于呼吸的能量可占总初级生产量的 80% ~ 100%,净生产量少,生产力变低。但此时像森林生态系统等的生物量却比早期阶段大得多。

2. 消费者动物的次级生产　生态系统中除了植物进行的初级生产之外,各级消费者动物直接或间接利用初级生产的物质进行同化作用,把植物性物质转化为动物性物质,使自身得到生长、繁殖和物质与能量的贮存,即经过了一个物质再合成的过程,这是动物性有机物质的生产,统称为次级生产或第二性生产(Secondary production)。

动物在取食植物物质时,由于种种原因一部分初级生产物质动物未能得到,吃进体内的植物物质(C)也还有一部分未被同化以粪便形式排出(FU),另一部分被同化(A);而在被同化的物质中又有一部分用于动物呼吸作用(R)并最终以热的形式散失掉,剩下的一部分才用于动物各种组织和器官的生长发育和繁殖新个体,这部分动物物质就是次级生产量(P),它包括动物的肉、蛋、奶、毛皮、骨骼、血液、蹄、角以及各种内脏器官等。若以简单公式和图解表示则为:

$$C = A + FU,\ A = P + R,\ P = C - FU - R$$



这是以一级消费者植食动物为例说明次级生产过程,以后各级消费者的生产过程与此基本相同,只是食物的性质有所变化。

一般说来,动物在生产有机物质的过程中能量利用效率比植物利用光能的效率要高些,而肉食动物的同化率高于植食动物,但随着营养级的增加,呼吸消耗所占比例也相应增加,导致肉食动物营养级的净生产量并未增加而是相应下降。

由于动物的次级生产量难以实测,生态学家根据净初级生产量和动物的取食与消化能力,推算出全球陆地净次级生产量约为 372×10^6t 碳/a,海洋约为 1 376×10^6t 碳/a。海洋生态系统中植食动物有着极高的取食效率,使海洋动物利用海洋植物的效率约相当于陆地动物利用陆地植物效率的 5 倍,所以海洋的初级生产量总和虽然只有陆地初级生产量的 1/2 ~ 1/3,但海洋的次级生产量总和却比陆地次级生产量高得多(1 376:372)。

(二) 生态系统的能量流动

没有能量的输入和在系统内流动就没有生命、没有生态系统,能量是生态系统存在和发展的动力,所以能量流动是生态系统的重要功能之一。生态系统中的能量来自于太阳能,它以两种不同的形式自外界输入于系统内,即日光能的输入和现成有机物质(潜能)的输入(图 7 - 31)。这两个能量输入通道的粗细依具体的生态系统而不同,如果日光能的输入量大于有机物质的输入量则大体上属于自养生态系统,例如森林、草原等自然系统;反之,如果现成有机物质的输入构成该生态系统能量来源的主流,则被认为是异养生态系统,例如城市等人工生态系统。对于绝大多数生态系统来说,能量主要是通过绿色植物的光合作用输入并固定在生态系统里,保存在有机物质中,当植食动物取食植物物质时,能量转移到第二营养级动物体中;当肉食动物捕食植食动物时能量又转移到第三营养级的动物中。与此同时,各营养级生物通过呼吸作用都有一部分能量损失。最终大部分能量都以热的形式逐渐散失,还有一部分以有机物质输出。所以能量是单向流动的,即一次性穿过生态系统而不能再次被生产者植物所利用。通过能量的不断输入和流转,维持了各类生物的生存和发展,促进了作为整体的生态系统的形成与存在。因此生态系统是一个能量开放系统,要维持系统各种机能的正常运行,必须不断地向系统输入能量。

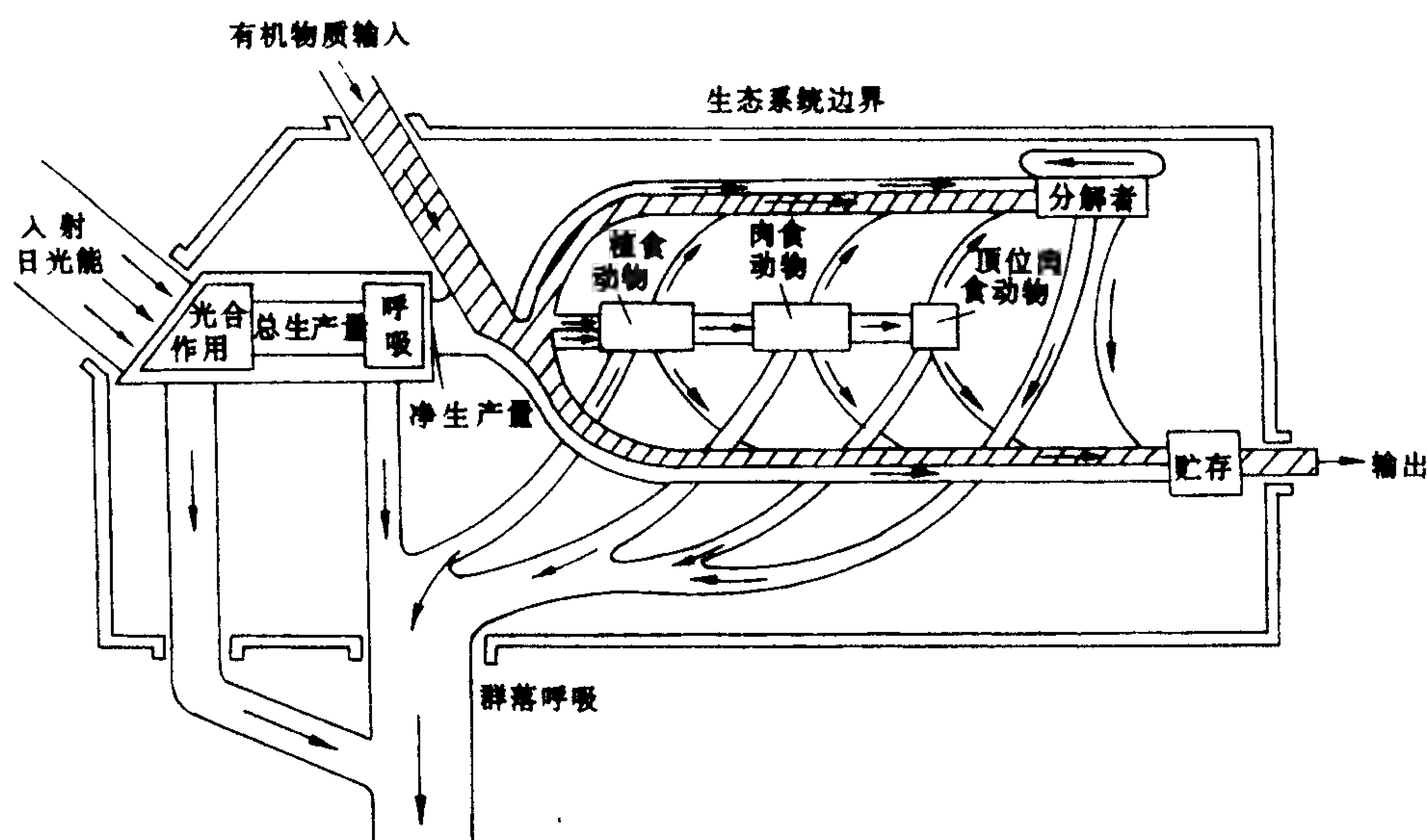
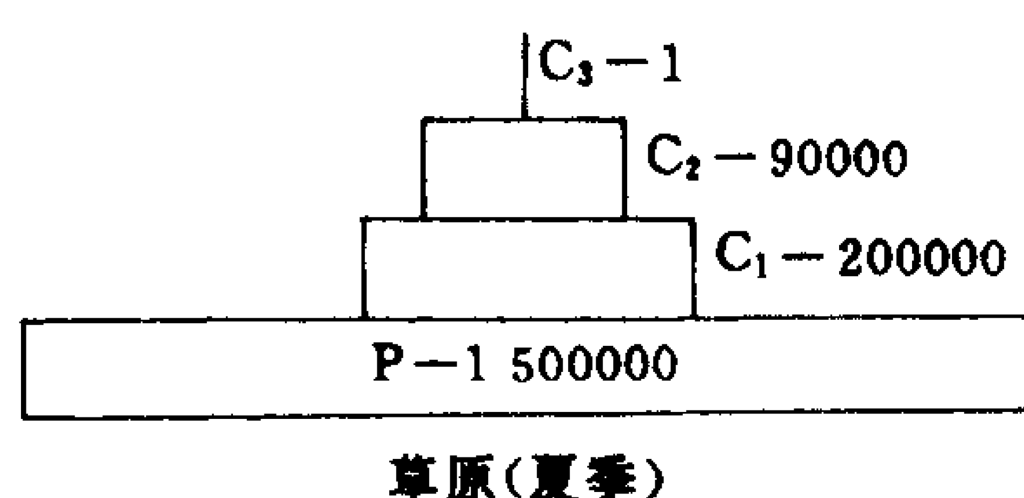


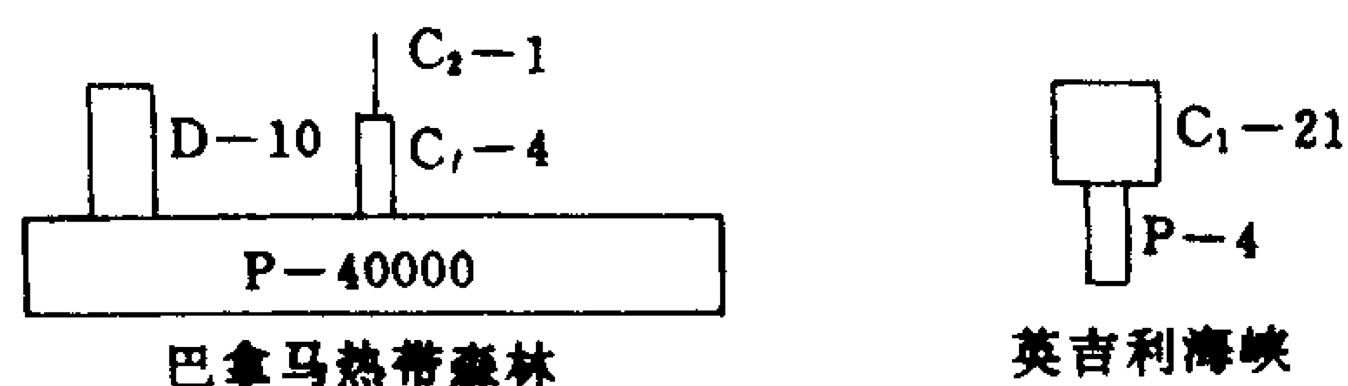
图 7 - 31 一个普通的生态系统能流模型(自 E.P.Odum,1959)

在每一个生态系统中，从绿色植物开始，能量沿着捕食食物链或营养级转移流动时，每经过一个环节或营养级数量都要大大减少，如前述次级生产过程那样，最后只有少部分能量留存下来用于生长，形成动物的组织。美国学者林德曼（Lindeman）在研究淡水湖泊生态系统的能量流动时发现，在次级生产过程中，后一营养级所获得的能量大约只有前一营养级能量的10%，大约90%能量损失掉了，这就是著名的"百分之十定律"或林德曼效率。近几十年的研究表明，能量从一个营养级到另一个营养级的转化效率大致是在5%～30%之间，平均说来，从植物到植食动物的转化效率大约是10%，从植食动物到肉食动物大约是15%。

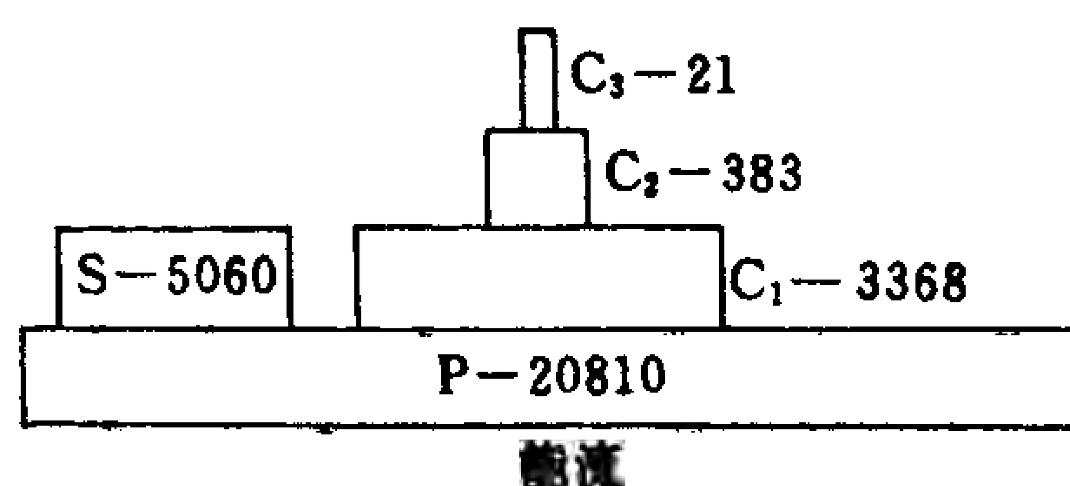
由于受能量传递效率的限制，沿着营养级序列向上，能量或生产力急剧地、梯级般地递减，用图表示得到能量即生产力金字塔，生物的个体数目和生物量也出现顺序向上递减的现象，形成个体数目金字塔和生物量金字塔，三者合称生态金字塔（Ecological Pyramids）（图7-32）。在海洋和夏季温带森林生态系统中，可能分别出现生物量和个体数目的倒金字塔现象，但能量金字塔不会是这样的。



（a）数量金字塔（个体/0.1ha）



（b）生物量金字塔（g干重/m²）



（c）能量金字塔（$kcal \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$）

P. 生产者，C. 消费者，D. 分解者，S. 腐食者

图7-32 生态金字塔（自Odum，1983）

由于上述原因，自然界食物链的环节和营养级的数目不会很多，并且位于高营养级中的动物，取食的空间范围比低营养级动物一般要大得多。一只鹰或一头狮子需要在几十平方千米或

更大范围的地区才能获得足够量的动物有机体维持其本身的生存，而植食动物在较小范围地区内即可得到充足的食物。在自然保护工作中，应当注意在其他条件大致相同的情况下，以保护珍稀的顶部肉食动物为目的的自然保护区，其面积比以保护同等数目的珍稀植食动物为目的的保护区大许多倍，所谓"一山不能存二虎"的道理就在于此。从能量利用效率来说，食物链越短、营养级数目越少越经济，即直接利用第一性产品可以维持较多的消费者生存。

（三）生态系统的物质循环

维持生态系统除了需要能量外，还需要有各种化学元素的供应。这首先是由于生态系统所需要的能量必须固定和贮存在由这些无机物构成的有机物质的分子键内，才能沿着食物链从一个营养级传递到另一个营养级，并通过呼吸作用释放出来作功。否则能量就会自由地散失掉。物质是能量进行流动的运载工具。其次，水和其他各种元素或化合物也是构成生物有机体的基本物质。因此，对生态系统来说物质同能量一样重要。

生物有机体在生活过程中大约需要 30 ~ 40 种元素。这些无机元素及其化合物首先被植物从大气、水和土壤中吸收利用，制造成有机物质，然后有机物从一个营养级传递到下一个营养级。当动植物有机体死亡后被微生物分解，它们又以无机形式的元素归还到环境中，再次被植物吸收利用。所以物质不同于能量的单向流动，而是在生态系统内一次又一次地被利用，即发生循环。

物质循环根据其范围、途径和周期不同，分为生态系统内的小循环和生态系统间或全球性的生物地球化学大循环两类。前者局限于一个具体的生态系统内，循环速度快、周期短，而后者则具有范围大、周期长、影响面广等特点。下面主要介绍发生于生物圈水平上的生物地球化学循环（Biogeochemical cycle）。

每一种元素都具有独特的性质，循环的特点也不一致。但它们在地球上进行循环的过程中都有一个或几个主要的储存"库"（Pools）。在库中该元素储存的数量大大超过正常结合在生命系统中的数量，并且元素从这种储存库中以缓慢的速度释放出来。这样的蓄库一般就是大气圈、水圈和土壤 - 岩石圈。与此相对是元素储量少、移动较快的交换库，生物即属于交换库。物质通过在库与库之间的转移而将这些非生物成分与生物成分联系起来。

根据储存库和物质形态不同，生物地化循环可分为三大类型。

1. 水循环　水循环（Hydrologic cycles）的主要贮存库是水圈。水循环是水分子从水体和陆地表面通过蒸发以及通过植物的蒸腾进入大气圈，然后遇冷凝结以雨、雪等形式不断地回降到地球表面的运动。水循环的生态学意义在于通过它的循环为陆地生物、淡水生物和人类提供淡水资源；水是很好的溶剂，绝大多数物质都是先溶于水才能迁移并被生物利用；水还是地理环境变化的动因之一，它将一个地区的物质经过侵蚀搬运到另一个地区沉积下来，不但改变了原来的地表面貌，而且受侵蚀的高地一般比较贫瘠，接受沉积的低地比较肥沃，使不同生态系统的生产力明显不同；通过水的运动还把陆地生态系统和水域生态系统联结起来；最后，水还具有防止温度等生态因子剧烈变化的作用，有利于生物的生存。由此可见，水循环是地球上太阳能所推动的各种循环中的一个中心循环，其他物质的循环都是与水循环结合在一起进行的。没有水循环生命就不能维持，生态系统也无法运转起来。

关于水循环的周期说法不一，有资料报导，据估计大气中的水 8 ~ 11 天可更换一次，土壤中的水更新一次需要 1 年，深层地下水为 1 400 年，海洋中的水全部更新一次约需 2 500 年，极地冰川为 9 700 年，而生物体中的水只需几个小时就可更换一次。

2. 气体型循环　在气体循环(Gaseous cycles)中,物质的主要贮存库是大气圈,其次为海洋。参与这类循环的元素相对地具有扩散性强、流动性大和容易混合的特点,所以循环的周期相对较短,很少出现元素的过分聚集或短缺现象,具有明显的全球循环性质和比较完善的循环系统。属于气体型循环的物质主要有二氧化碳、氧、氮、氯等。以氮为例作一简介(图 7-33)。

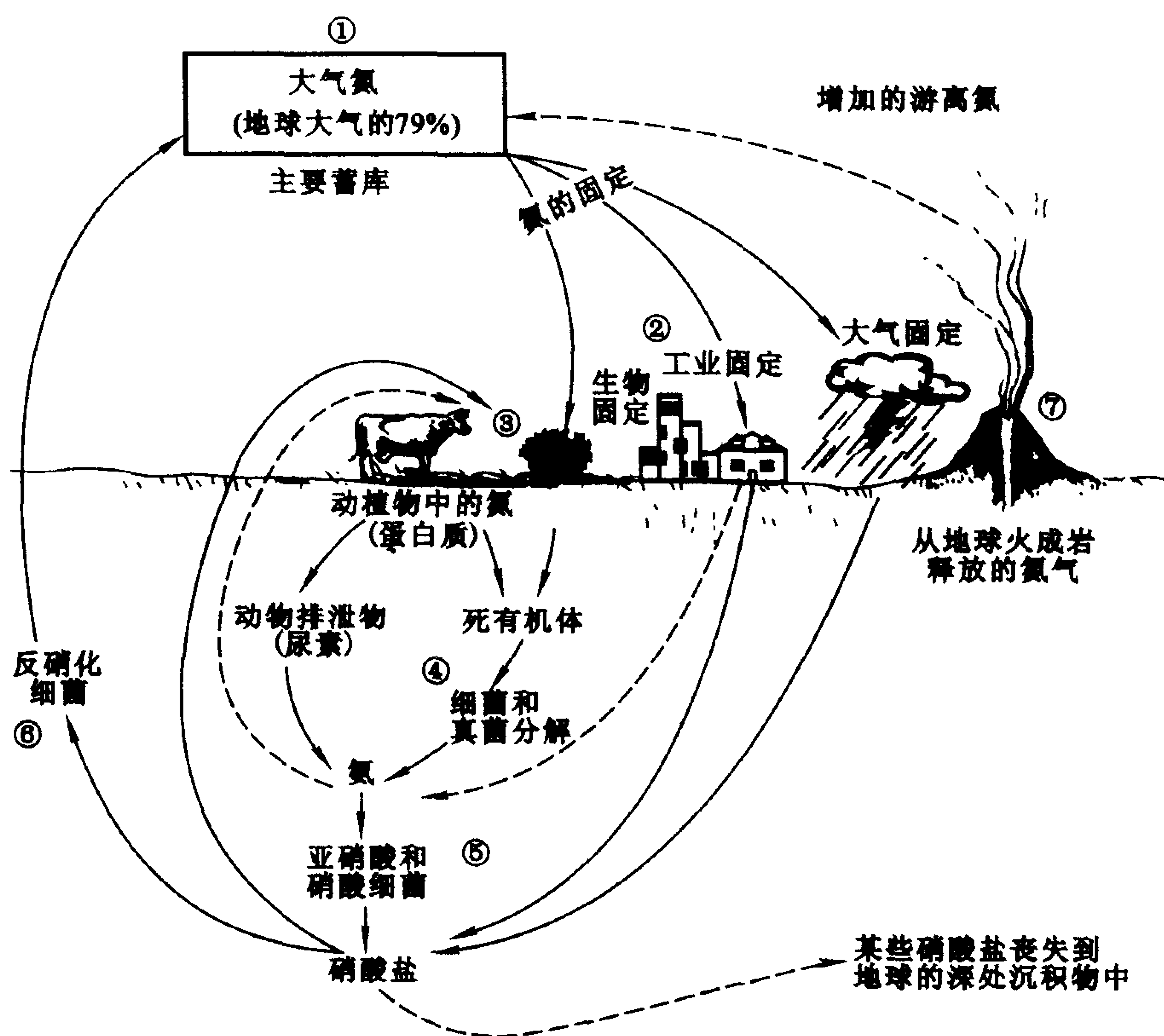


图 7-33　氮的循环(D.B.Sutton 等,1973)

氮是构成生物有机体最基本的元素之一,是蛋白质和核酸的主要组成成分。氮的生物地化循环过程非常复杂,循环性能相当完善。这不仅是因为含氮的化合物很多,而且牵连的生物也很多,并且在循环的很多环节上都有特定的微生物参加。

氮的主要贮存库是大气圈,大气中氮占 79%,但是游离的分子氮(N_2)不能被生产者植物直接利用,只能通过高能固氮(闪电、火山活动等)、生物固氮(某些细菌和蓝藻等)和工业固氮、将分子氮转化为氨或硝酸盐被植物吸收利用,并转化为氨基酸,再合成为蛋白质等有机物质进入食物链。接着动植物的排泄物和尸体经氨化细菌等微生物分解产生氨,被植物重新利用,或氨再经过亚硝酸盐而形成硝酸盐被植物利用。另一部分硝酸盐被反硝化细菌转变为分子氮返回大气中。还有一部分硝酸盐随水流进入海洋被水生生态系统利用,或以生物遗体形式保存在沉积岩中。

大气中氮的周转时间约为 300 年,海洋中硝酸态氮及有机化合物氮为 2 500 年,土壤中的硝酸盐和亚硝酸盐只需 1 年可循环一次。

3. 沉积型循环　属于沉积型循环(Sedimentary cycles)的物质主要有磷、硫、碘、钾、铁、镁、钠、

钙等。它们的主要贮存库是岩石圈和土圈。保存在沉积岩中的这些元素只有当地壳抬升变为陆地后，才有可能因岩石风化、侵蚀、淋溶和人工采矿等形式释放出来被植物吸收利用进入食物链。因此全球循环周期很长，循环系统也不很完善。但是保存在土壤中的元素能较快地被植物利用。可以磷为代表叙述其循环过程（图 7－34）。

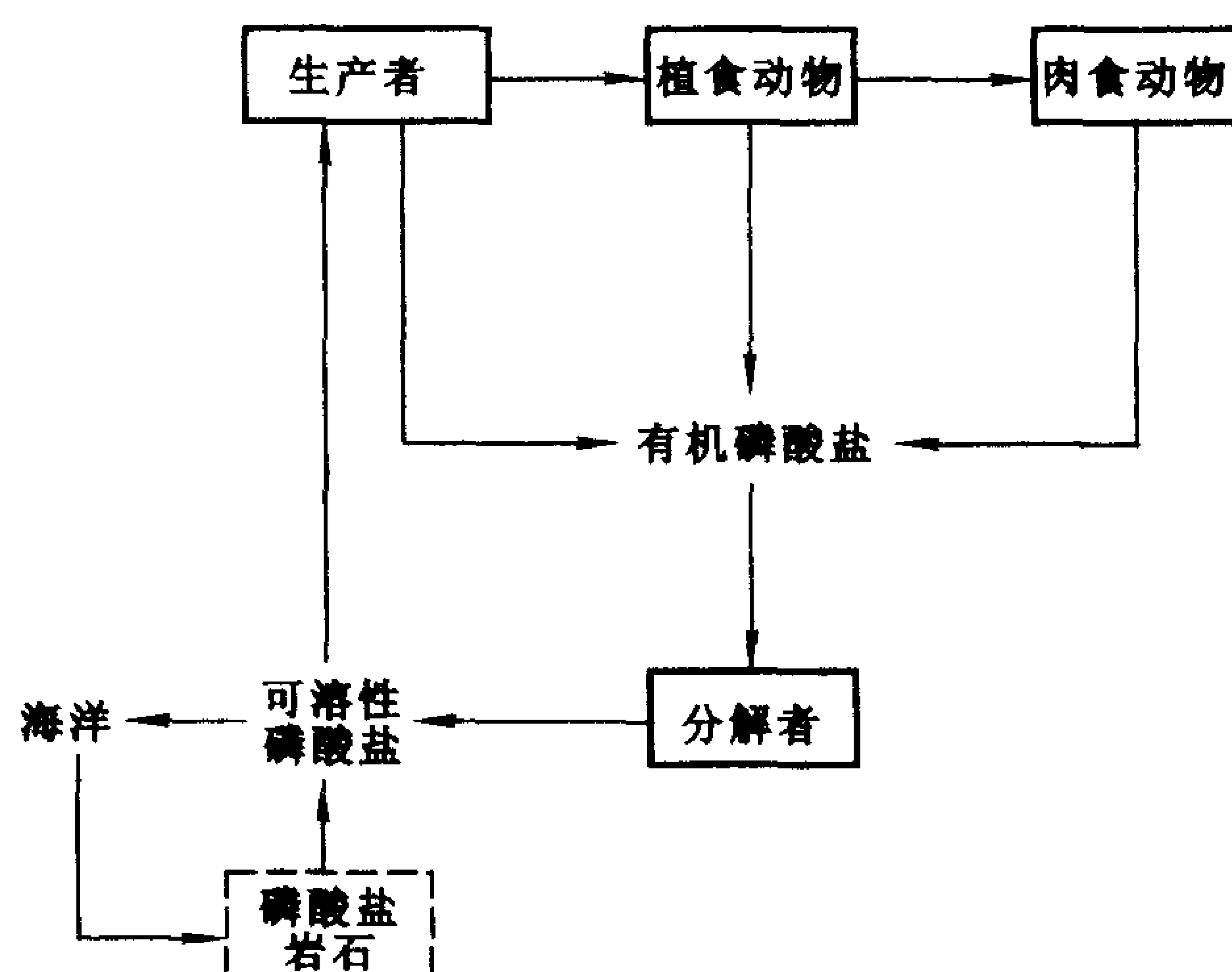


图 7－34　磷循环示意图

磷是生物不可缺少的重要物质成分之一，它参与了核酸、三磷酸腺苷（ATP）和细胞膜的形成，是植物三大营养元素（N、P、K）之一。磷的主要来源是磷酸盐类的岩石和沉积物（如鸟粪等）。岩石和沉积物通过风化、侵蚀、淋溶作用和采矿释放出来，进入水流和土壤中变成可溶性磷酸盐。其中一部分进入海洋参与水生生态系统的循环，另一部分（PO_4^{3-}）被陆生植物吸收利用，进入食物链。以后各类生物的排泄物和尸体被磷酸盐细菌所分解，把其中的有机磷转化为无机形式的可溶性磷酸盐归还土壤，接着一部分再次被植物利用，重新进入食物链；另一部分随水流进入海洋、湖泊、被水生生物利用或长期保存在沉积物中而离开循环。由于土壤中的磷和沉积在海洋底部生物体中的磷常常易与钙结合，形成难溶性的钙盐而终断了生物地化循环，所以其循环系统不很完善。

当前人类所面临的许多环境问题大都与人类对生态系统物质循环的影响有关，例如河流、湖泊等水域发生的富营养化问题就与氮和磷的循环有关。人类在生产活动中排放出来的许多有毒污染物进入到大气、土壤或水体中，被生物吸收加入食物链，通过生物放大作用，进而危害人体健康。又如某些农业土地的贫瘠化是与人们过分利用土壤养分而投入的肥料不够引起的。物质循环的规律告诉人们，生态系统是开放的，要想使它保持相对稳定和平衡的状态和较高的生产力，从系统拿走的物质理应大致如数归还于它。

总之，在生态系统中能量以物质作为载体，同时又推动着物质的运动。所以能量流与物质流不能截然分开，而是紧密地结合在一起同时进行流转的（图 7－35）。在整个地球上，极其复杂的能量流和物质流网络把各种自然成分和自然地理单元联系起来，形成更大更复杂的整体——地

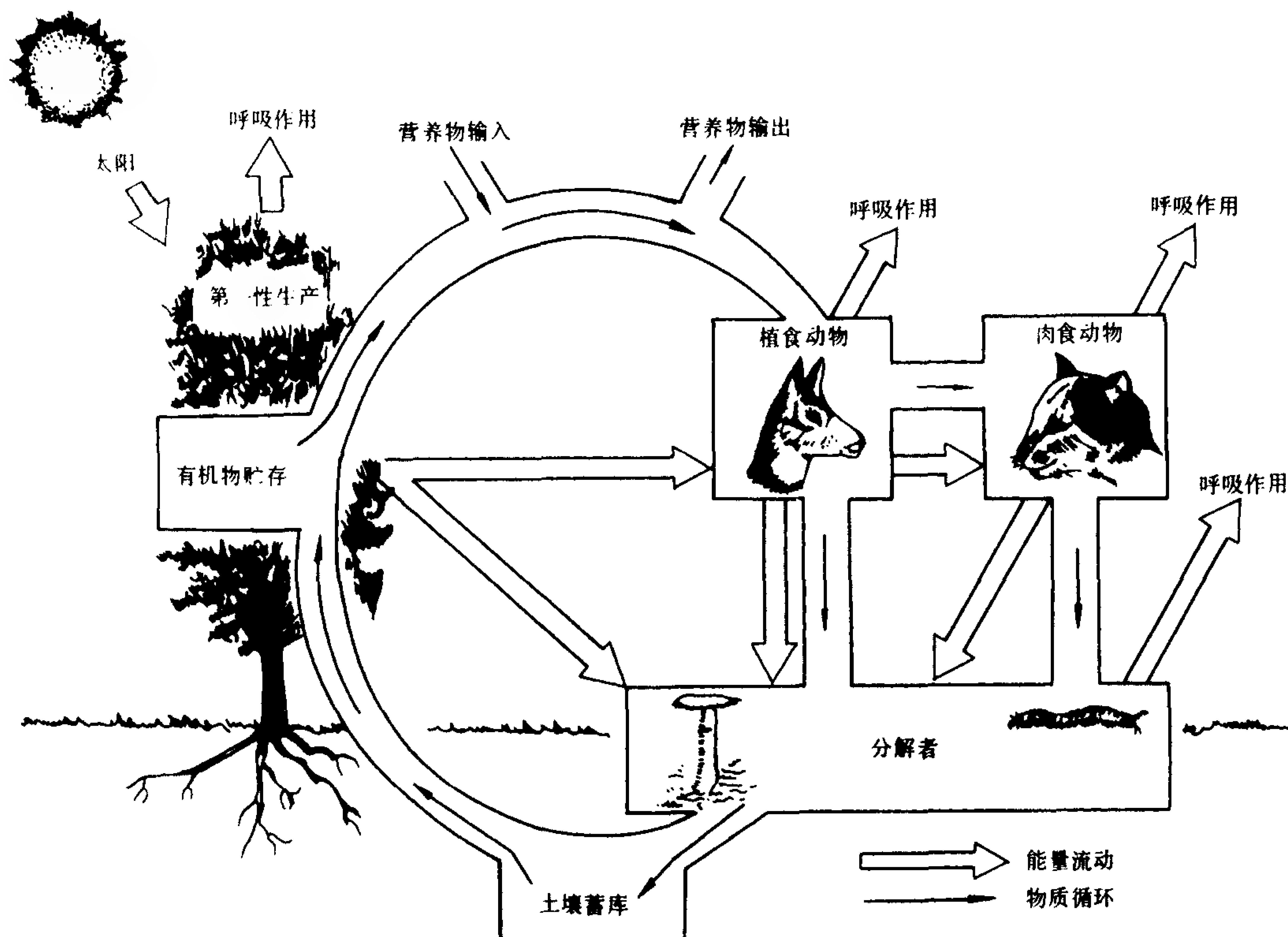


图 7-35　生态系统中能量流与物质流的关系(R.L.Smith,1972)

理壳或生物圈。

从上述生态系统的组分、结构和功能的特点可以看出,构成生态系统的成分是多种多样的,内部的结构也十分复杂,它还不断地借助于生产者植物引入负熵流,在内部流通、转化、作功,并逐渐以热的形式消耗散失,从而降低了系统的总熵,使系统处于有序状态,并保持其相对的稳定。所以生态系统是一个多成分、多变量、具有耗散结构的开放系统。

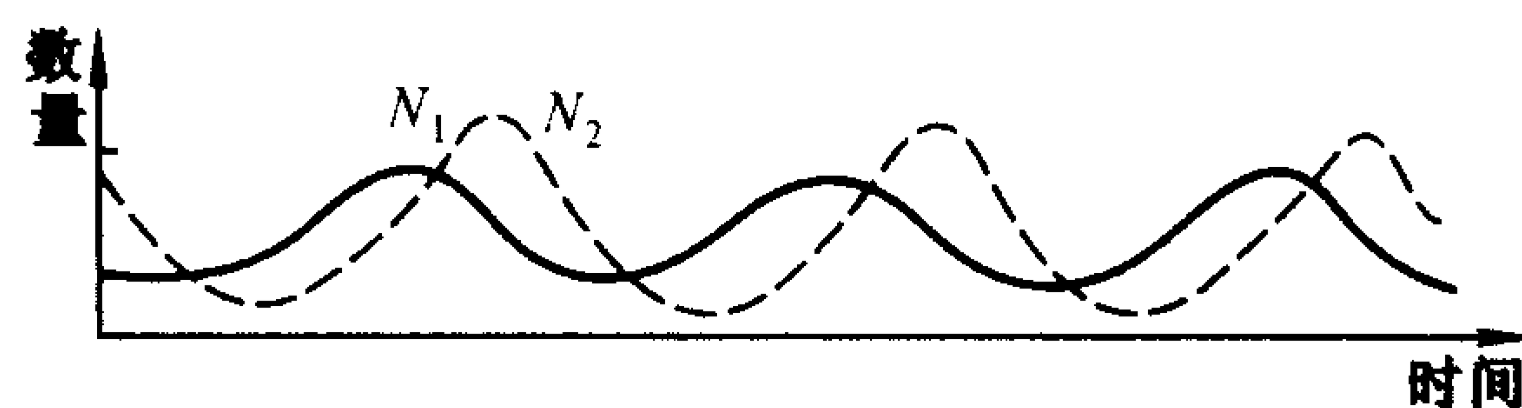
四、生态系统的反馈调节与生态平衡

像自然界任何事物一样,生态系统也处在不断变化发展之中,它是一种动态系统。大量事实证明,只要给以足够长的时间和在外界环境与能量供应保持相对稳定的情况下,生态系统总是按照一定规律向着物种组成多样化、结构复杂化和功能完善化的方向发展,直到生态系统达到成熟稳定状态。在发展的早期阶段,系统的生物种类少、食物链(网)结构简单,对外界干扰反应敏感,抵御能力小,所以是比较脆弱而不稳定的。当生态系统经过演替发展逐渐进入到成熟时期,一般表现为生物种类多,食物链较长,营养结构复杂,对外界的干扰有较强的抵御能力,因而稳定程度高。这是由于系统经过演化,通过自然选择和生态适应,各种生物都占有一定的生态位,彼此间

关系比较协调而依赖紧密，并与非生物环境共同形成结构较为完整、功能比较完善的自然整体。此时外来生物种的侵入比较困难，同时还由于复杂的食物网结构使能量和物质通过多种途径流动，如果一个环节或途径发生了损伤或中断，可以由其他途径得到补偿，不致使整个系统受到严重伤害。所以生态系统的生物种类越多、营养结构越复杂，一般认为它便越稳定。

当生态系统处于相对稳定状态时，生物之间和生物与环境之间出现高度的相互适应与协调，种群结构与数量比例持久地没有明显变化，能量和物质的输入与输出大致相等，以及结构与功能之间相互适应并获得最佳协调关系，这种状态就是生态平衡(Ecological balance)。1981 年中国生态学会在上海召开了"生态平衡"学术讨论会，对生态平衡概念取得了比较一致的认识，即"生态平衡是生态系统在一定时间内结构和功能的相对稳定状态，其物质和能量的输入与输出接近相等，在外来干扰下，能通过自我调节(或人为控制)恢复到原初的稳定状态。当外来干扰超越生态系统的自我调节能力，而不能恢复到原初状态谓之生态失调或生态平衡的破坏。生态平衡是动态的。维护生态平衡不只是保持其原初稳定状态。生态系统在人为有益影响下，可以建立新的平衡，达到更合理的结构、更高效的功能和更好的生态效益"。

生态系统是个动态系统，构成它的各种成分常常发生某些变化，还有一些外来的干扰，那么生态系统为什么还能够保持其相对稳定与平衡呢？这是由于它是一种控制系统，好像弹簧一样，通过反馈机制使它具有自我调节能力，特别是负反馈能够使生态系统在受到一定干扰后恢复和保持其稳定平衡状态，因此对形成系统的自我调节功能具有很重要意义。前述生态系统的物种越多，结构越复杂便越稳定，其根本原因就在于此时系统内的反馈机制更复杂，因而系统的自我调节能力也越强的缘故。生态系统中的反馈现象十分复杂而普遍，既表现在生物组分与环境之间，也出现于生物各组分之间和结构与功能之间。前者在第三节种群的增长部分已有叙述。生物组分之间的反馈现象如图 7－36 所示：在一个生态系统中，当被捕食者动物种群(N_1)数量很多时，捕食者动物种群(N_2)因获得充足食物而大量发展；捕食者种群数量增多后，被捕食者种群数



N_1 被捕食者；N_2 捕食者

图 7－36　生态系统中两个生物种群数量变化关系

量又减少；接着捕食者动物由于得不到足够食物种群数量自然减少。二者互为因果，彼此消长，维持着个体数量的大致平衡。这仅是以两个种群数量的相互制约关系为简单例子说明在无外力干扰下，反馈机制或自我调节的作用，而实际情况要复杂得多。图 7－37 表示有三个营养级生物种群的反馈作用。所以当生态系统受到外界干扰破坏时，只要不过分严重，一般都可通过自我调节使系统得到修复，维持其稳态或平衡。

至于正反馈，它的作用刚好与负反馈相反，即生态系统受内部或外界某因素的干扰引起了一些变化(系统的输出)，这些变化反过来不是抑制而是加强了某因素的干扰和所引起的那些变化，

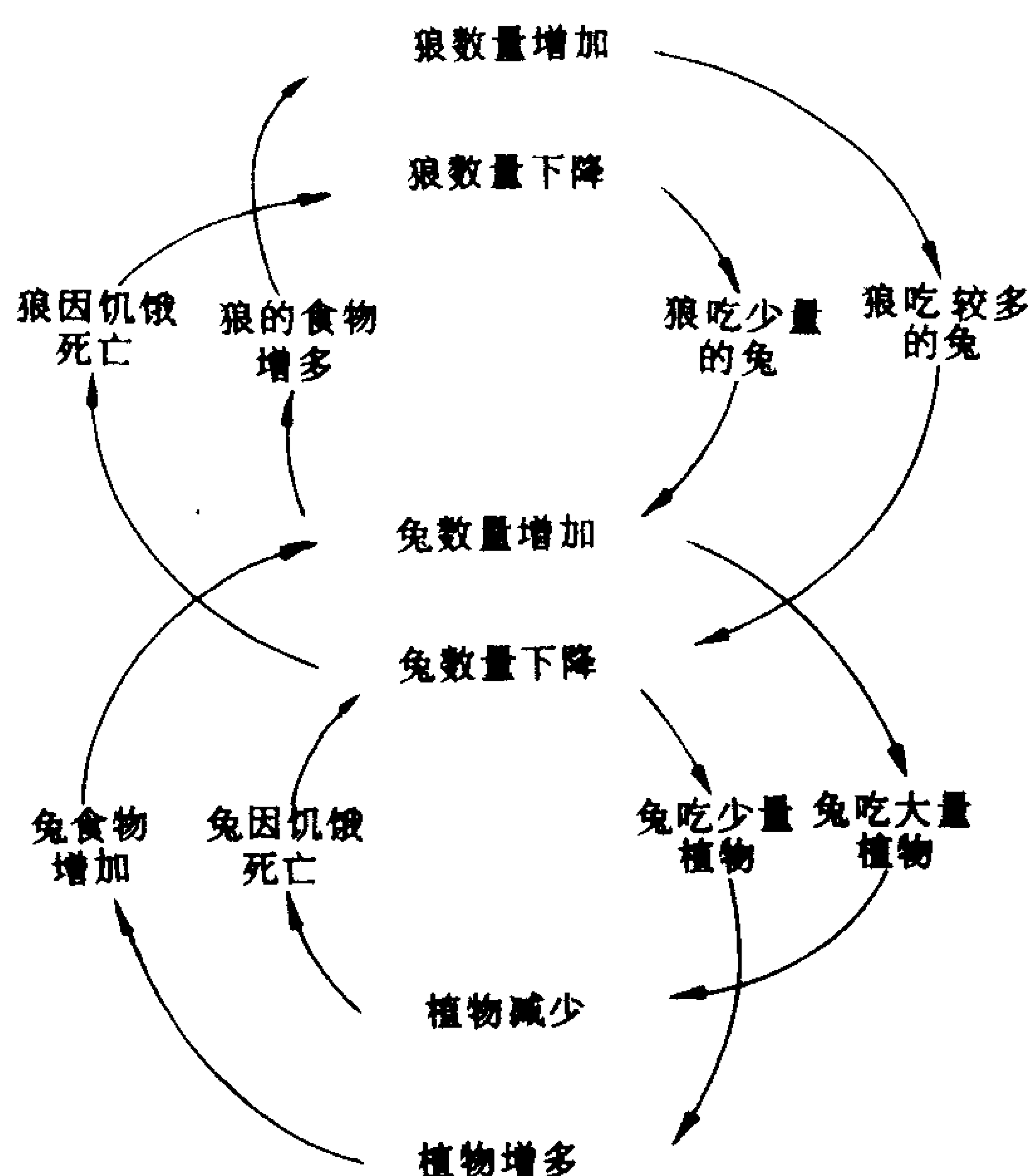


图 7－37　两个负反馈之间的相互关系(自孙儒泳等,普通生态学,1993)

导致生态系统远离平衡稳定状态。例如一个湖泊受到了污染,致使大量鱼类死亡,而死亡鱼体腐烂又会进一步加重污染并引起更多的鱼类死亡。因此正反馈往往具有很大的破坏性。

生态系统虽然具有反馈调节的功能,但是生态系统的平衡和自我调节能力是有一定限度的,当外界干扰压力很大,使系统的变化超过了自我调节的能力即"生态阈限"时,它的自我调节功能就将是有限的,甚至消失。此时系统结构被破坏,功能受阻,以致整个系统受到伤害甚至崩溃而不能恢复到原初稳定状态。人类由于不了解生态系统的调节机制和稳定性极限,盲目行动导致生态平衡破坏,使人类本身蒙受损失的现象不乏其例。例如在一些植棉地区,自然情况下棉红蜘蛛可能由于瓢虫等天敌的控制,数量较低,不足以严重危害棉花生长。然而长期使用有机氯杀虫剂后,部分棉红蜘蛛产生抗性,瓢虫遭到严重摧残,二者的平衡关系破坏,导致棉红蜘蛛再增猖獗(图 7－38),造成经济上更大损失。这是因为生物种群间结构发生变化引起的生态平衡失调现象。另据考证,远在 3 000 年前,我国黄土高原地区尚有森林分布,西周时森林覆盖率约达 53%,塬面积广阔,河水清澈。但是由于这里开发历史悠久,植被破坏严重,加上不合理地耕垦和黄土疏松易受侵蚀等原因,致使水土流失极为严重。塬面千沟万壑,支离破碎。每当暴雨过后,农田中的有机物质和肥料与泥沙俱下,使黄河含泥沙量达 $37kg/m^3$,高者可达 $575kg/m^3$,每年泥沙流失量达 $16 \times 10^8 t$。导致土地贫瘠,"三料"俱缺,生态平衡失调,人民生活困苦。在过去当地人民为了继续生存下去,大面积开垦坡地种粮,铲除草皮充作燃料,致使水土流失日盛一日,生态环境极度恶化,陷入恶性循环深渊。并且随着河流输出的泥沙在黄河下游平原地区大量淤积,河床填高,目前已高出两侧地面 3～10 m,形成悬河。解放前每遇堤岸决口,河水大泛滥,人民生命财产受到很大损失。这个例子说明,由于破坏植被和陡坡开荒等不合理利用自然资源,造成水土流失严重;反过来更加剧了植被的破坏和水土流失,这是一个正反馈过程在反复进行。并且一个生态

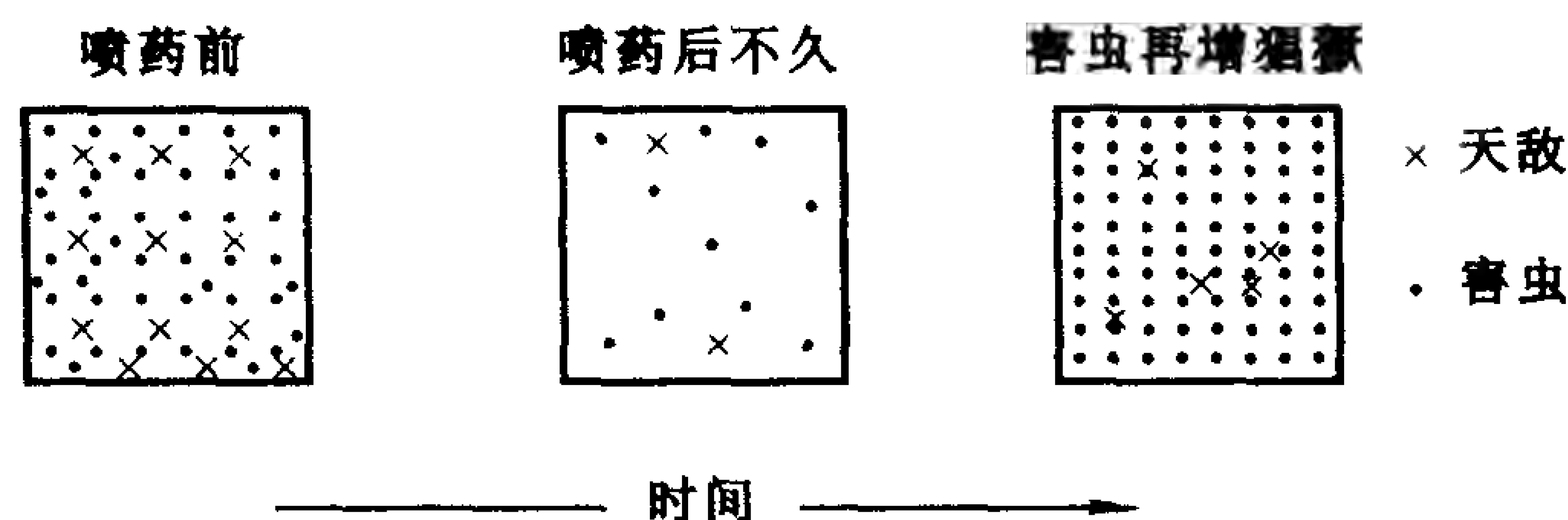


图 7－38　害虫再增猖獗图解(林昌善,1977)

系统的稳定性受到破坏,不仅使本系统受到伤害,而且通过输出(不正常的系统功能)还危及相邻生态系统的稳定与平衡。由此也可以看出,对于许多自然生态系统来说,绿色植被的破坏是导致平衡破坏的主要因素,它不仅使地面失去了保护,更犹如一部机器切断了电源而不能运转一样。

因此,人类应当对各类生态系统的结构、功能、调节机制和稳定性极限进行深入研究,以便能够预测在采取某些措施后,生态系统可能产生的反应格式,免受不必要的损失,否则大自然将对人类进行报复。

人既是生态系统的成员,受一般自然规律的制约;人又是支配生态系统最活跃、最积极的因素,他们一旦认识和掌握了生态系统的特性并运用科学方法施行管理,就能够防止系统的逆行演替,维持其平衡;或者创造出具有良好生态效益与经济效益的新系统,建立起新的生态平衡。我国云南热带的人工多层复合林,珠江三角洲的桑基鱼塘等都是具有结构比较合理、功能较为完善、生态经济效益明显的人工生态系统的良好典型。

第五节　陆地和水域生态系统

在地球上,由于各个地区动植物区系不同和自然地理环境的差异,分别形成许多不同类型的生态系统。如何划分它们,目前还未有一个统一的分类标准。若按人类对系统影响程度分类,可划分为自然生态系统和人工生态系统两大类。前者又可根据其环境特征和生物的生态特征不同划分为陆地生态系统与水域生态系统,后者则划分为农业生态系统和城市生态系统。本节仅对自然生态系统作一简介。

一、陆地生态系统的主要特征与分布规律

陆地生态系统的非生物环境有着极大的复杂性和更富于变化的特征,尤其水分、热量等主要生态因子的不均匀分布和地形的高低起伏,为生物的生存提供了多种多样的生境,而土壤的发育和与大气的直接接触,又为生物特别是绿色植物提供了丰富的营养物质,从而使陆生生物的种类极其浩繁,尤以种子植物、昆虫、哺乳动物占优势,生物群落的类型也十分多样,所以陆地生态系统具有很多不同的类型。

陆地生态系统在地球上占据的总面积虽然比较小,但生产者主要是根系发达、枝繁叶茂的绿色植物并养育了多种多样的动物,所以具有较高的平均生物生产量和巨大的生物物质积累量。

环境的多变还使陆地生态系统的动态变化也比较明显,包括季节性变化和各种类型的演替。

陆地生态系统除了上述特征外,还具有相当明显的有规律的空间分布格局。这主要决定于热量和水分条件以及二者的组合状况。首先,与热量气候带相适应,植被或生态系统也形成带状分布。以北半球为例,从南往北依次出现热带雨林、亚热带常绿阔叶林、温带落叶阔叶林、寒温带针叶林、寒带冻原和极地荒漠等自然带。这种沿纬线方向大致延伸成带而由南往北依次更替的分布规律,称做纬度地带性,它是陆地上规模最大、最重要的分布规律(图 7-39)。我国植被或生态系统分布的纬度地带性以东部森林区表现最明显(图 7-40)。

其次,由于海陆分布和大气环流等因素的作用,水分梯度表现为从沿海到内陆降水量逐渐减少,导致植被或生态系统大致沿经线方向延伸成带而由沿海到大陆内部依次更替的分布规律,称为干湿度带性(一称经度地带性)。这种分布格局以北美大陆表现最典型。从大西洋沿岸的森林带向西,经草原带、荒漠带,到太平洋沿岸又出现森林带(图 7-39)。在我国温带地区,经向变化也表现得十分清楚。从东到西依次为针阔叶混交林带、草原带、荒漠带,其中还包括一些明显的亚带(图 7-41)。

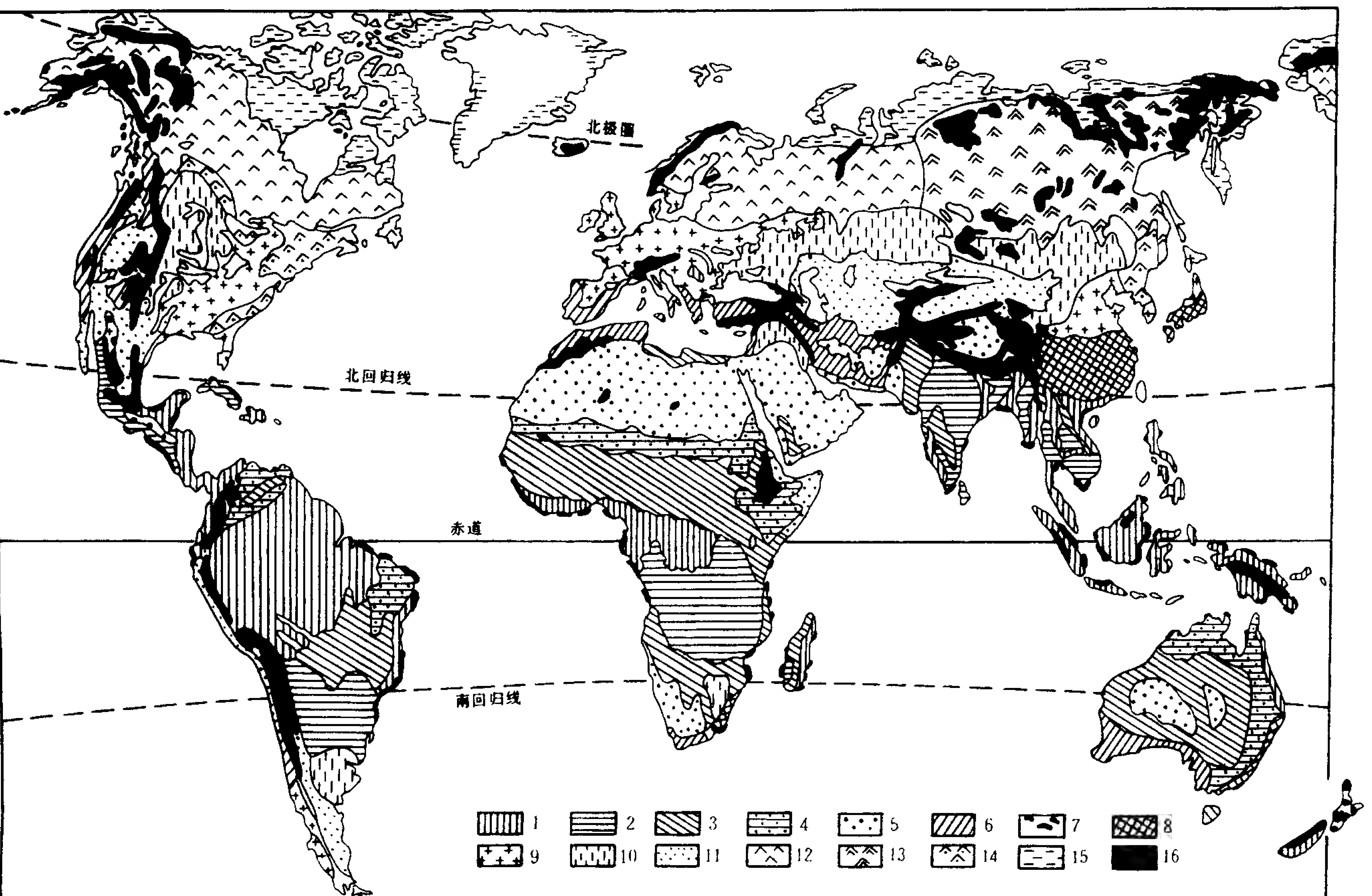
植被或生态系统分布的纬度地带性与干湿度带性合称为水平地带性。值得注意的是由于二者的带状分布受到海陆位置、地形和洋流的干扰而变得复杂化,并非都是严整地排列着。

地球上生态系统的带状分布规律不仅表现在水平空间,也出现于垂直空间。高耸的山体从山麓到顶部,随海拔升高温度和气压逐渐降低,风速和太阳辐射逐渐加强,而降水量一般先是逐渐增加随后又趋减少。这些因素的综合作用,使生物群落和土壤从下而上沿着环境梯度连续地发生变化,出现了不同植被或生态系统随海拔升高而呈带状依次分布的规律,叫做垂直地带性。生态学家常常将纬度地带性、干温度地带性与垂直地带性合称为“三向地带性”。

每个山地的各个垂直带由下而上按一定顺序排列形成的垂直带系列叫做山地垂直带结构或垂直带谱。不同山地由于其所处经度或纬度位置不同,环境差异明显,所以位于不同自然地带的山地具有不同的垂直带谱(图 7-42),山地海拔高度不同其垂直带谱也不相同。一般是:① 由低纬到高纬度地区,山地垂直带的数目逐渐减少;各个垂直带分布的海拔高度逐渐降低,各自与它相适应的水平带汇合;在北半球,同一个垂直带的分布高度南坡略高于北坡;每个山地的垂直带谱类似于由该山地所在地带向极地的纬度地带系列,但不是等同。② 由沿海到内陆地区,以水分为主导,山地垂直带谱的特征互不相同而有湿润型与干旱型之分。湿润型山地以森林植被或生态系统占优势,干旱型则以草原和荒漠植被或生态系统占优势;相似垂直带(如森林)的分布高度,在干旱型山地比在湿润型山地高些。③ 无论由南到北或由沿海到内陆,山地垂直带谱的基带中,占优势的植被或生态系统的类型与该山地所在水平地带性类型一致,往上它们被更加中生和对温度要求较低的类型所代替。基带的上界高度平均高出平地约 500 m,热带和亚热带地区可达 800~1 000 m。

二、陆地生态系统的主要类型

在生态系统中植被往往是最显著的,并且植被类型不同,它的环境和系统的结构与功能也有明显差异,所以无论是地理学家还是生态学家都是以植被为基础划分生态系统的类型,尤其在陆地上二者的名称也常常是一致的。



1. 热带常绿雨林;2. 亚热带常绿及落叶林　2a. 干燥疏林、萨王纳草地;3. 热带亚热带荒漠及半荒漠;4. 冬雨硬叶林;5. 暖温带常绿阔叶林;6. 落叶阔叶林;7. 温带草原　7a. 温带荒漠、半荒漠;8. 北方针叶林;9. 冻原;10. 山地植被;11. 温带荒漠、半荒漠;12. 常绿针叶林;13. 落叶针叶林;14. 针阔叶混交林;15. 苔原;16. 各带的山地植被

图 7－39　世界植被带图(H. Walter, 1964)

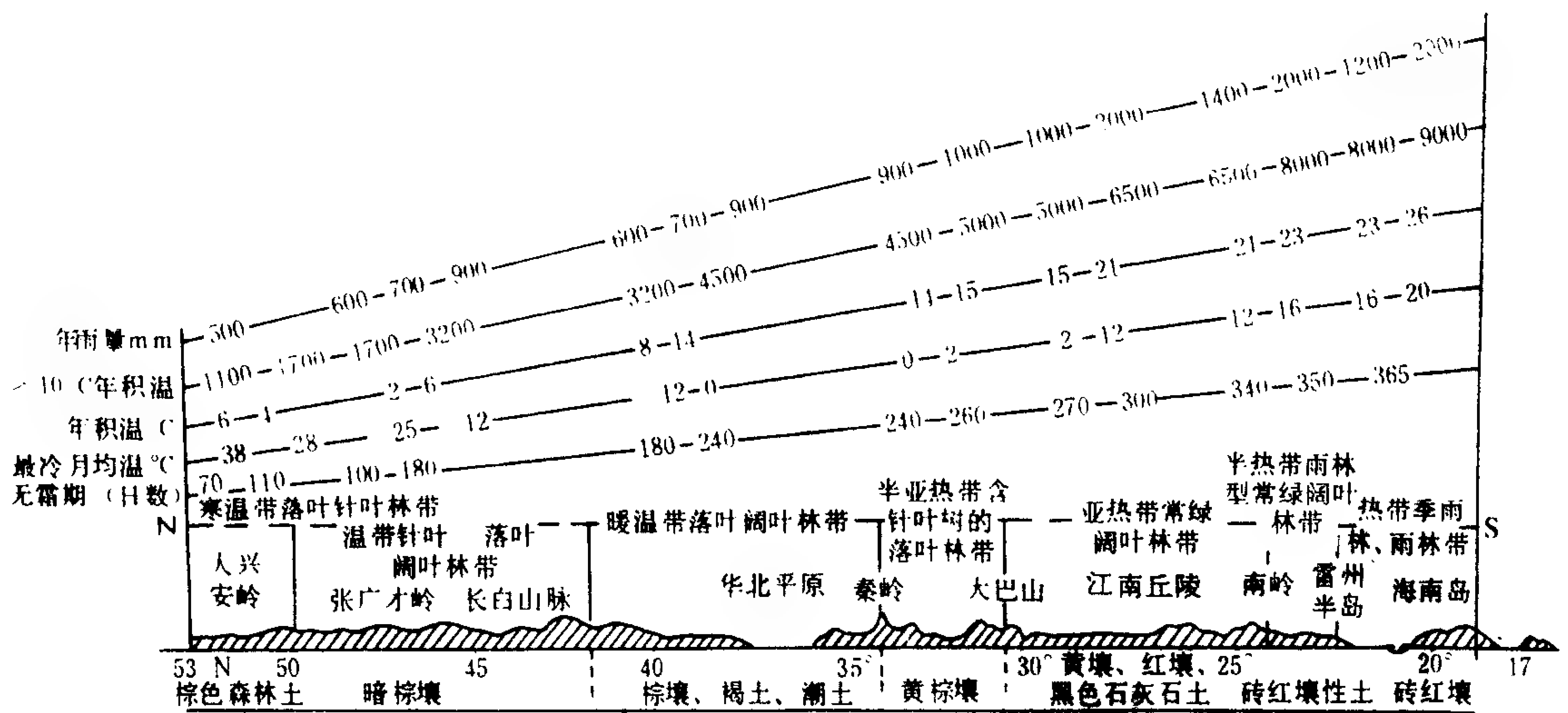


图 7－40　中国东部(约 120°—110°E)植被水平分布的纬向变化及其与气温、雨量、土壤的关系示意图(侯学煜,1981)

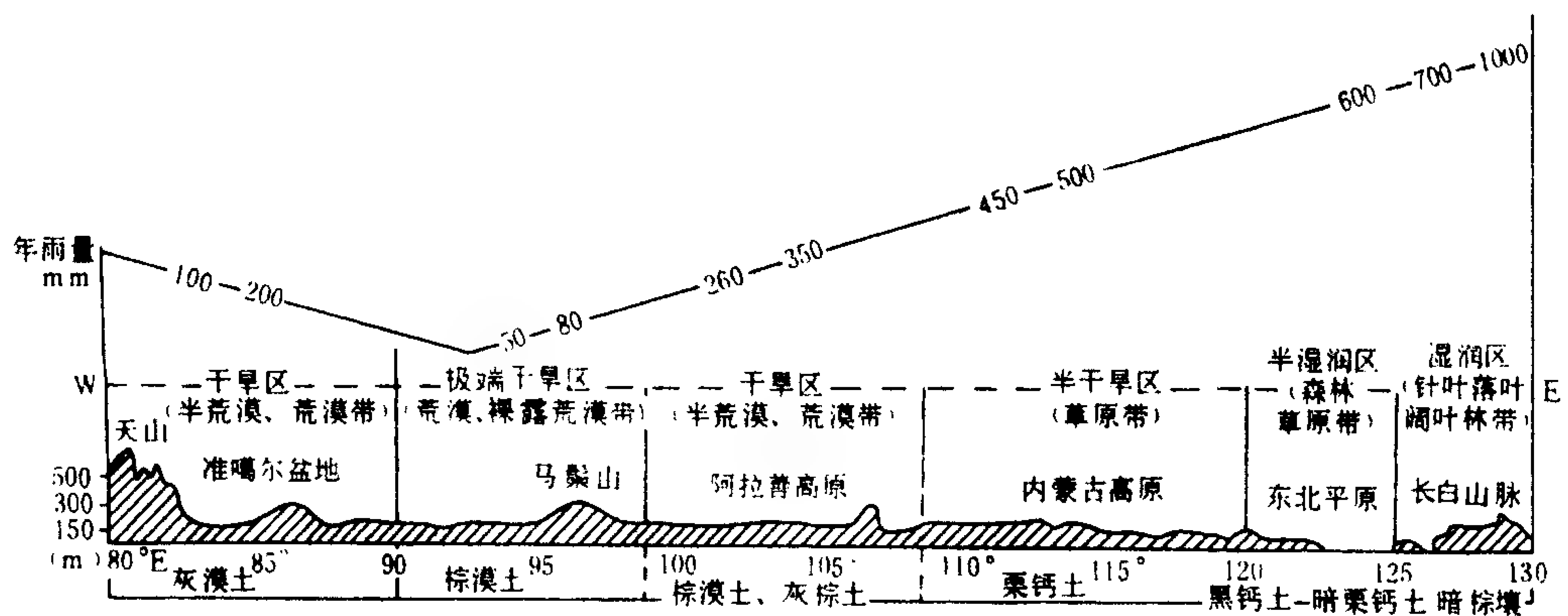


图 7－41　中国温带(约 42°N)植被水平分布的经向变化及其与大气降水、土壤的关系示意图(侯学煜,1981)

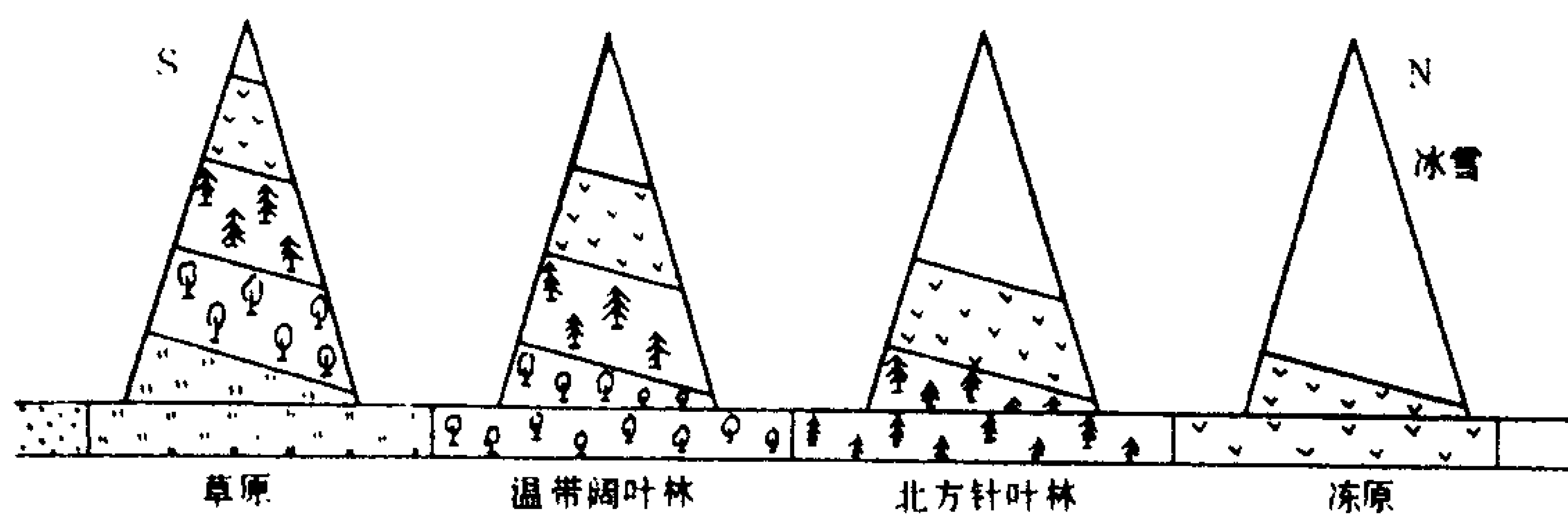


图 7－42　不同纬度地带山地垂直带谱示意图(M.B.马尔科夫)

（一）热带雨林

热带雨林分布于赤道附近地区，以南美亚马孙河流域、非洲刚果河流域和东南亚热带地区面积最大，发育得最典型。这些地区年均温在26℃以上，年降水量一般超过2 500 mm，土壤多为砖红壤。终年高温多雨为生物的生存提供优越条件。

热带雨林的植物种类极为丰富，是其他类型无与伦比的。例如在巴西的热带雨林中，一平方英里面积上仅乔木树种就有300余种。优势乔木一般高达40～50 m，多具光滑柱状树干，叶片宽阔质地较硬，不少乔木树种还具有高大的板状根和茎花现象。群落结构十分复杂，仅乔木就有三、四层之多，还有非常丰富的藤本植物和附生植物。群落外貌终年常绿。

丰富的食物资源和适宜的环境条件养育着种类繁多的动物，尤以昆虫、爬行类和两栖类的种类与数量最多，此外营树栖生活的灵长类动物也常有出没。

热带雨林是所有陆地自然生态系统中生物生产力和生物量最高的，净第一性生产力为20 $t/hm^2 \cdot a$，地上生物量可达300 t/hm^2。生物资源十分丰富，因而成为人们大规模采伐破坏的对象，造成严重的环境退化。

我国雨林主要分布于海南岛和西双版纳等地，种类组成和结构比较简单，已属雨林的北部边缘类型。

（二）热带稀树草原

热带稀树草原又称萨王纳，分布于干湿季对比明显的一些热带地区，主要见于东非、南美巴西高原和印度等地。这些地区终年温暖，年均温约18～24℃，年降水量500～1 500 mm，季节分配不均匀。

萨王纳群落以高达1 m以上的旱生禾草为主要成分所构成的草被层占优势，在这种草被层的背景上散生一些旱生矮乔木，故称稀树草原。在非洲长颈鹿、斑马、野牛、羚羊等有蹄类与非洲狮等大型食肉动物为生活在该类生态系统中常见动物群。它们与植物群落共同形成独特的热带自然景观。净第一性生产力平均为7 $t/hm^2 \cdot a$，生物量约为24 t/hm^2。

（三）亚热带常绿阔叶林

分布于亚热带湿润气候地区，主要在我国长江流域、日本南部、美国东南部等地，以我国面积最大。气候受季风影响，四季较分明。夏季高温多雨，冬季少雨不甚寒冷。年均温一般为16～18 ℃，年均降水量800～2 000 mm。土壤为红壤和黄壤的酸性土。

常绿阔叶林的植物种类和结构也比较复杂，但远不及雨林。乔木一般分两层，上层乔木多由樟科、壳斗科、山茶科、木兰科等常绿阔叶树种组成，一般高约20余米，叶片多为椭圆形。林冠较整齐，林下灌木层和草本层明显，藤本植物和附生植物较少。丰富的天然食物和优越的环境条件养育丰富的动物种类，昆虫和鸟类种类繁多，猿猴类常出没于森林之中，爬行类与两栖类动物也较多。

我国常绿阔叶林区域面积广大，南起北回归线附近，向北至秦岭淮河一线，西界基本沿青藏高原东缘伸延。这里是中华民族经济与文化发展的主要基地，长期的耕垦，平原与丘陵区被以水稻为主的农田占据，经济作物主要有麻类、茶、油桐、桑以及柑桔、杨梅、石榴、枇杷等果类。常绿阔叶林多残存于山区，类型繁多。由南而北主要有季风常绿阔叶林、典型常绿阔叶林和含有落叶树种的常绿阔叶林，伴存的有马尾松林、杉木林和竹林等。在该类森林分布地区尚有不少珍稀残遗树种，如银杏、水杉、银杉、金钱松、鹅掌楸等和大熊猫、金丝猴、穿山甲、华南虎等珍稀动物。在

我国四川常绿阔叶林的净第一性生产力为 10 $t/hm^2 \cdot a$ 左右,生物量约为 150 ~ 176 t/hm^2。

亚热带森林除常绿阔叶林为典型类型外,在具地中海型气候的地区,例如地中海周围、加利福尼亚、澳洲大陆西南沿海等地,发育着旱生特征明显的硬叶常绿阔叶林。在我国金沙江中上游河谷两侧山地,气候虽属夏雨冬干类型,却因其历史和地理原因,分布着较大面积的山地硬叶常绿阔叶林

(四) 温带落叶阔叶林

落叶阔叶林是温带中、南部湿润气候条件下典型的森林生态系统,主要分布在西欧、北美东部和东亚 在我国主要分布于华北地区和东北南部。环境条件以我国为例,气候四季分明,夏季炎热多雨,冬季寒冷干燥。年平均气温 8 ~ 14 ℃,年均降水量 500 ~ 1 000 mm。土壤以褐土和棕壤为主

构成落叶阔叶林的主要树种是栎(*Quercus*)、山毛榉(*Fagus*,欧洲)、槭(*Acer*)、鹅耳枥(*Carpinus*)、梣(*Fraxinus*)、椴(*Tilia*)、杨(*Populus*)、桦(*Betula*)等。它们高约 15 ~ 20 m,具有比较宽薄的叶片,春夏展叶,秋冬落叶,故这类森林又称为夏绿阔叶林。群落的垂直结构分为乔木层、灌木层、草本层,有些潮湿的林内地面尚有苔藓层。层次清晰,林冠整齐,冬枯夏荣,季相变化十分明显。消费者动物主要有鹿、鼠、松鼠、兔、鸟类以及狐、狼和熊等。净第一性生产力约为 10 ~ 15 $t/hm^2 \cdot a$,现存生物量约为 200 ~ 400 t/hm^2。

目前这类森林在我国仅见于某些深山区,主要类型是各种落叶栎林、杨林、桦林和杂木林。大部分低山丘陵区的落叶阔叶林被落叶灌丛和草坡代替,另有片状油松林和侧柏林分布,局部地方栽培苹果、核桃、柿、梨、枣、桃、杏、李、葡萄等果树,平原区盛产冬小麦、玉米、红薯、花生、油菜、棉花等。

(五) 北方针叶林

北方针叶林又称泰加林(Taiga),我国称寒温性针叶林。主要分布于北纬 45° ~ 70°之间的寒温带气候区,横贯欧亚大陆和北美的北部,形成一条完整的针叶林带。在我国它作为泰加林的南延部分仅分布于大兴安岭的北部和阿尔泰山。这些地区气候冬季寒冷而漫长,夏季温凉而较短。年均温约 0℃ 上下,年均降水量约 400 ~ 500 mm。

构成北方针叶林的植物种类比较贫乏,乔木以松(*Pinus*)、云杉(*Picea*)、冷杉(*Abies*)、落叶松(*Larix*)等属的树种为主,少有阔叶树种。森林的结构比较简单,层次清晰。乔木层常由一、二个树种组成,多为单优种纯林,林相整齐。林下灌木和草本植物不甚发育,而由苔藓植物形成的地被层在云杉林和冷杉林下十分发达,往往连续成片,密闭地表,厚度达 10 cm 左右。动物以黑熊、鹿、马鹿、驯鹿、貂、猞猁、雪兔、松鼠、松鸡、榛鸡等为多。净第一性生产力平均约为 8 $t/hm^2 \cdot a$,生物量 100 ~ 330 t/hm^2。

除上述大兴安岭北部和阿尔泰山外,在我国温带和亚热带的其他许多山地,分布着类型较多的寒温性、温性、暖性针叶林,主要有落叶松林、云杉林、冷杉林、松林、园柏林、侧柏林、柏木林、油杉林等。

(六) 温带草原

温带草原是陆地主要生态系统之一,分布于内陆干旱到半湿润气候区,主要有欧亚大陆草原(Steppe)、北美草原(Prairie)和南美草原(Pampas)等。草原区具大陆性气候,四季分明,夏季温暖,冬季严寒。年均降水量约 250 ~ 500 mm,多集中夏季,而且年际变化较大。

草原生态系统的生产者主要由旱生多年生禾本科植物组成，以针茅（*Stipa*）、羊茅（*Festuca*）、须芒草（*Andropogon*）、早熟禾（*Poa*）、冰草（*Agropyron*）、莎草（*Koeleria*）等为建群种，混生有旱生多年生双子叶杂类草，有些地方还出现旱生小灌木。群落结构简单，一层或两层，季相变化频繁而明显。开阔的草原适宜善于竞走奔跑的大型食草动物生活，如野驴、野牛、黄羊等，以穴居为主的啮齿类动物也是草原上常见的第一级消费者。净第一性生产力 0.5～15 t/hm^2·a，至于生物量由于草本植物地上部分每年都枯死，所以地下生物量常大于地上部分，尤以冬季为著。

我国草原是欧亚大陆温带草原的重要组成部分，北从松嫩平原起，往西南经内蒙古高原的北部和中部、黄土高原的北部和西部，呈带状延伸至青藏高原腹地，长达 4 500 多千米。从东北向西南，随着降水量逐渐减少和地势升高，依次分布着草甸草原、典型草原、荒漠草原和高寒草原 4 个亚类，它们的植物种类、草群高度和生产力也相应地逐渐减少或降低。

草原是重要的牧场，放牧着大量牛、马、羊等牲畜。现在许多草原由于过度放牧，出现草原退化现象，或因不合理垦荒，引起土地沙化，造成生态失衡，应予以重视。

（七）荒漠

荒漠生态系统主要分布于亚热带和温带极端干旱少雨地区，在北半球形成一条明显的荒漠带，南美智利、澳大利亚和南非也有分布。在我国分布于内蒙古西部和西北广大地区。

荒漠地区为极端大陆性气候，年降水量大都在 250 mm 以下，蒸发量大于降水量许多倍。温度变化剧烈，并多风沙与尘暴，土壤贫瘠。

严酷的自然环境限制了许多植物的生存，仅有一些超旱生半乔生、半灌木、小半灌木和灌木或肉质的仙人掌类植物稀疏地分布在贫瘠的土地上，植物种类贫乏，个体数量稀少。群落外貌灰绿，结构简单，覆盖度很低，有些地面完全裸露。由于食物资源比较贫乏，动物种类不多，常见有蜥蜴、啮齿类和某些鸟类。放牧牲畜有羊、骆驼、马等。许多动物具有高度适应干旱环境的特征，如夏眠、穴居、夜间活动、长期不饮水、不具汗腺和排放高浓度尿液等。荒漠的初级生产力很低，一般小于 0.5 g/m^2·a，生物量也很小。

我国荒漠位于亚非荒漠带的东部，与中亚荒漠相连。但与中亚荒漠相比，春雨型短生植物层片不发达，仅于准噶尔荒漠西部有发育；另外新疆东部是亚洲干旱中心，年降水量低于 50 mm，分布着极端干旱荒漠。我国荒漠的类型主要有① 半乔木荒漠，建群种为超旱生无叶小乔木琐琐（*Haloxylon ammodendron*，*H. persicum*），主要分布于新疆；② 灌木荒漠，为我国荒漠的典型类型，以膜果麻黄（*Ephedra przewalskii*）、木霸王（*Zygophyllum xanthoxylon*）、泡泡刺（*Nitraria sphaerocarpa*）、沙冬青（*Ammopiptanthus mongolicus*）、沙拐枣（*Calligonum* spp.）等荒漠为主；③ 半灌木、小半灌木荒漠分布最广、类型多样。建群植物常见的有琵琶柴（*Reaumuria soongorica*）、几种猪毛菜（*Salsola* spp.）、驼绒藜（*Ceratoides latens*）、假木贼（*Anabasis* spp.）等。

荒漠地区环境严酷恶劣，生物种类稀少，系统结构简单，自我调节能力差，是个脆弱的生态系统，在改造利用时应当十分慎重。

（八）冻原

冻原又叫苔原，为典型寒带生态系统，分布于欧亚大陆和北美大陆的北部边缘地带。这里冬季严寒漫长，夏季凉爽短促，降水量约 200～300 mm，地表面以下常有永冻层存在。

冻原的生物种类贫乏，总共约有 100～200 种植物，主要是苔藓、地衣和莎草科、禾本科、毛茛科、十字花科的多年生草本植物，也有一些矮小灌木杂生其间。植物多贴伏地面生长，避免风寒。

群落结构简单，通常仅1~2层。动物种类也很贫乏，主要有驯鹿、麝牛、北极狐、北极熊、狼和旅鼠等，夏季多有候鸟迁来繁息。冻原生产力很低，平均小于1 $g/m^2 \cdot a$。

我国没有平地冻原，仅于长白山和阿尔泰山顶部有面积很小的山地冻原分布。

三、水域生态系统的主要特征与类型

地球表面海洋面积占2/3以上，陆地上还有江、河、湖、沼和水库等水体。这些水体，不论咸水或淡水，面积或大或小，其中都生活着生物有机体，它们与其水环境共同形成各种不同的水域生态系统或称水生生态系统。

与陆地生态系统相比，水域生态系统中因水具有流动性和较大的热容量，使广大水域环境的特征比较均一而变化比较缓和，并较少出现极端情况。因此许多水生生物具有广泛的地理分布范围，系统的类型也因此而比陆地少。根据水化学性质不同，可分为海洋生态系统与淡水生态系统。

但是，各种水体及同一水体的不同部分，自然条件也不完全一致，形成不同的生境，分别生活着各种不同的水生生物。一般将水体沿垂直方向分为深水层、中水层和表水层三部分，生物也被划分为几个相应的生态类群：底栖生物、自游生物、浮游生物和漂浮生物（图7-43）。

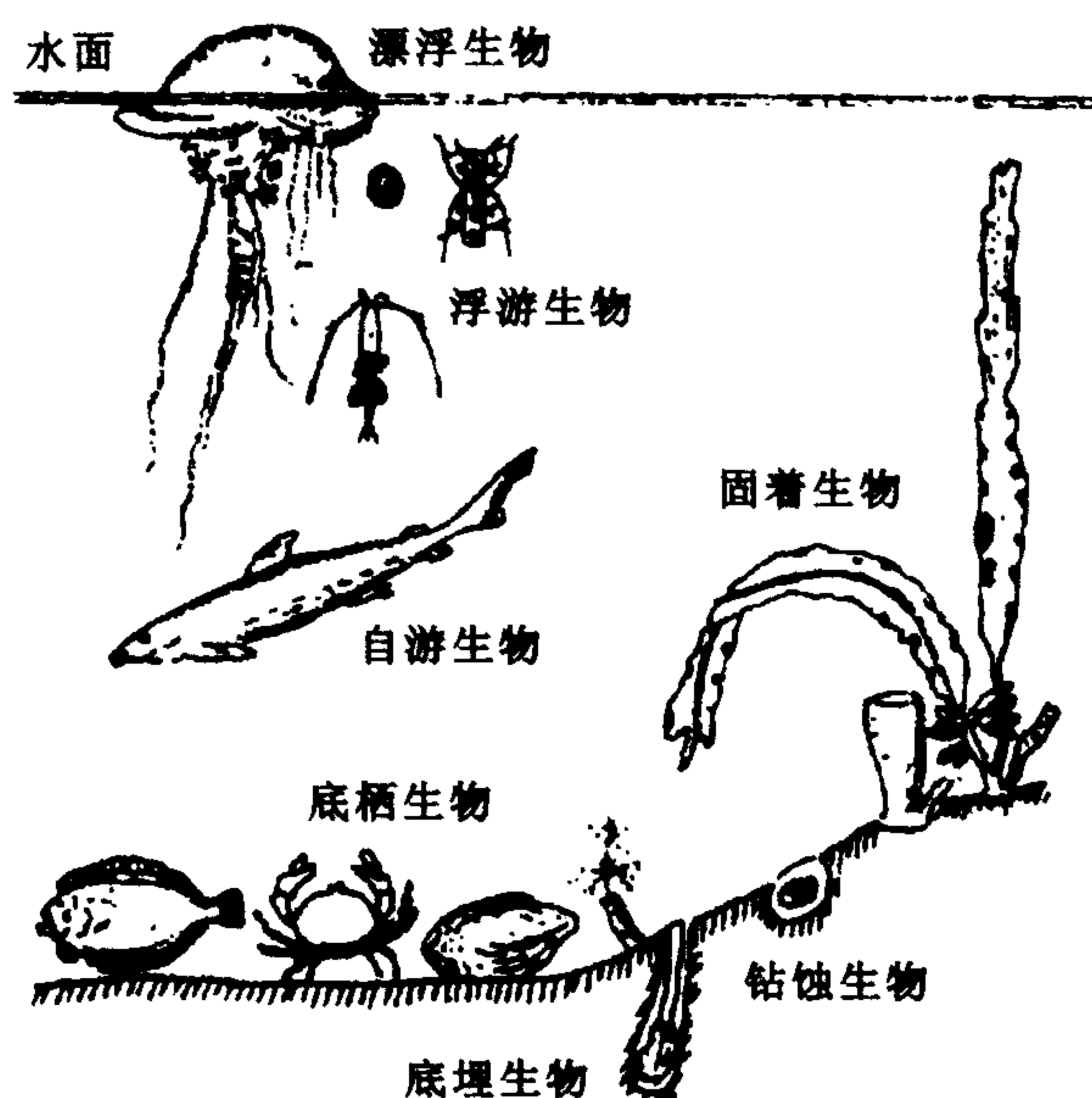


图7-43 水生生物的主要类型

水域生态系统的大多数初级生产者是各种浮游藻类，它们的体积很小而表面面积大，适于浮游。同时由于它们的寿命短，一部分个体被植食动物所滤食，保留下来的另一部分个体也很快死亡并被微生物分解，因此积累的现存生物量很少，而较高营养级的生物寿命长，故在水生生态系统中出现颠倒的生物量金字塔，这是陆地生态系统不曾出现的特征。

（一）淡水生态系统

淡水生态系统包括河流、湖泊、溪流、池塘和水库等，大多数面积较小边界明确，因而常常成为研究生态系统结构与功能的理想对象。淡水水体一般深度小，水中光照条件较好，所以生产者

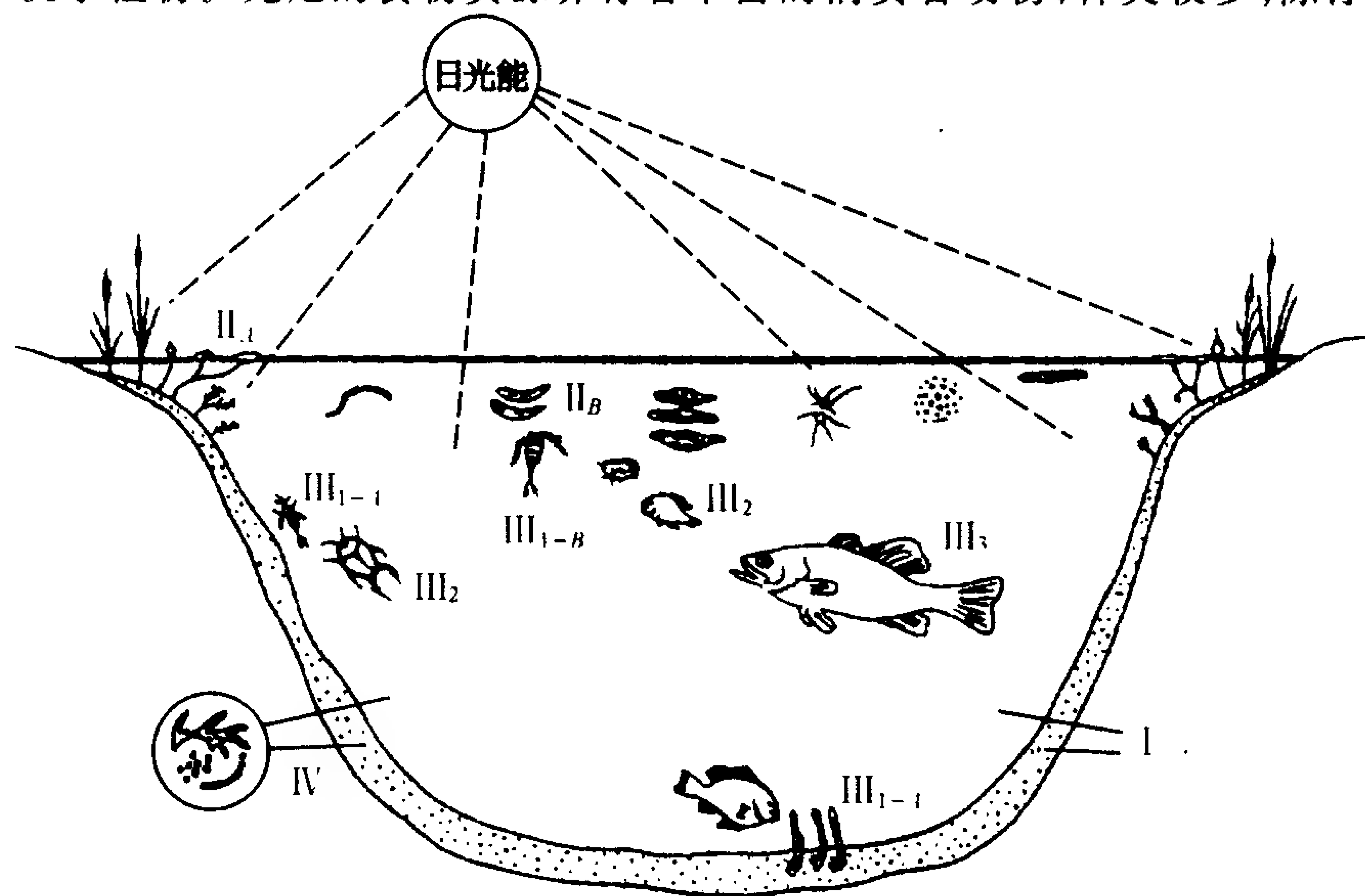
除了浮游藻类外，还有较为丰富的根生高等植物，某些水塘还有沉水和漂浮的高等植物。根据水的运动分为流水与静水两个淡水生态系统。

1. 流水生态系统　奔流于陆地上的长江大河和溪流是典型的流水生态系统，它通过复杂的水系网络和强烈的输入与输出，不仅把各个陆地生态系统乃至与海洋生态系统联系起来，使自然界形成为一个整体(当然还有其他联系因素)，而且河流等还给人类提供丰富的水源和舟楫渔业之利，并把自然生态系统与人工生态系统(农田、城市等)联为一体。所以自古以来河流受到人类的关注，许多城镇、聚落都是傍水而立，成为社会经济文化发展的中心地带。

不同自然区域的河流或同一河流的不同河段，环境不同，生物种群等特点也都有明显差异。河流上游多急流险滩，河水曝气充分，水中溶氧量高，河床多以石砾垫底，水温较低，水流清澈。生产者多系固着性藻类，如刚毛藻、丝藻和硅藻等。消费者以蜻蜓、蜉蝣和小型鱼类为主，有些动物具有吸盘附着于岩石表面，免被水流冲走。上游一般污染少，接受的有机物质不多，水体多系贫养性。下游河段水量大，水流平缓，水温较高而含氧量低，河床宽展，多为泥质或沙质底。生产者除浮游性的绿藻、蓝藻等外，河汊与岸滩平广浅水处常有高等植物分布，并通过各级支流等输入较多的有机碎屑物，所以河水中食物丰富，消费者中有浮游动物甲壳类和底栖或穴居的水蚯蚓、蚊类幼虫等，有些地方还有螺蚌等软体动物。自游生物以鲤、鲶、鲫等鱼类为常见。食物链网较复杂。河水多出现富营养化现象。

2. 静水生态系统　湖泊、水库和池塘等属于此类型。以湖泊为例，由边缘往中心，水深逐渐增加，形成生态特点不同的两个部分或亚系统(图 7－44)。

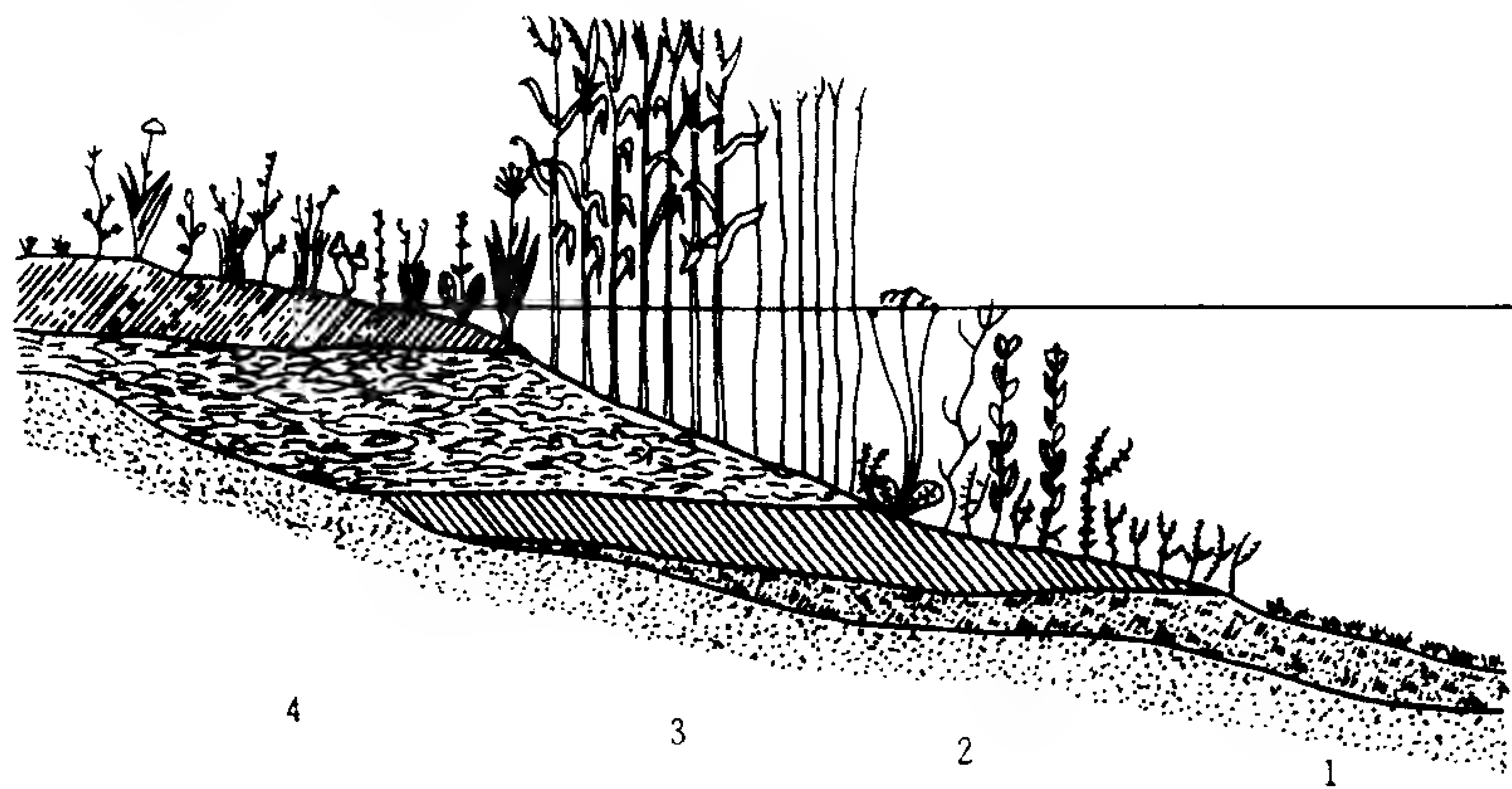
沿岸带水层较浅，光照充足，营养物质丰富，生物种类多。生产者以根生高等植物为主、次有浮游藻类和沉水植物。充足的食物资源养育着丰富的消费者动物，种类较多，除浮游甲壳类外，



Ⅰ. 非生命物质；II_A. 生产者(有根植物)，II_B. 生产者(浮游植物)；III_{1-A}. 初级消费者(底栖型)，III_{1-B}. 初级消费者(浮游型)，III_2. 次级消费者(肉食动物)，III_3. 三级消费者(次级肉食动物)；Ⅳ. 分解者(腐养者)

图 7－44　湖泊生态系统示意图

还有螺、蚌以及大量脊椎动物，如蛇、蛙、鱼、水鸟等。该带又因水深与光照条件不同，常形成几个呈同心环状排列的生物群落带或更小的生态系统（图 7－45）。



1. 沉水植物带；2. 浮叶植物带；3. 挺水植物带；4. 陆生植物带

图 7－45　湖泊沿岸植物群落带

由沿岸带向内，水面开阔，深度加大，水质较清澈。这里已没有根生高等植物生长，生产者为绿藻、蓝藻和硅藻等浮游藻类，生活于光照条件较好的湖水上层。消费者以桡足类、枝角类、鱼类为主，水底污泥中常有蚊类幼虫和水蚯蚓等。

（二）海洋生态系统

在浩瀚的海洋中生活着大量的生物，既有以各种浮游藻类为主的植物，也有从原生动物到脊椎动物几乎所有的动物门类，约达 25 万种之多。它们构成了错综复杂的食物网，形成独特的海洋生态系统。

广阔的海洋由于各部分的深度、光照、盐分和生物种群组成不同，可进一步划分为海岸带、浅海带和远洋带等，它们之中又包括许多次级生态系统（图 7－46）。

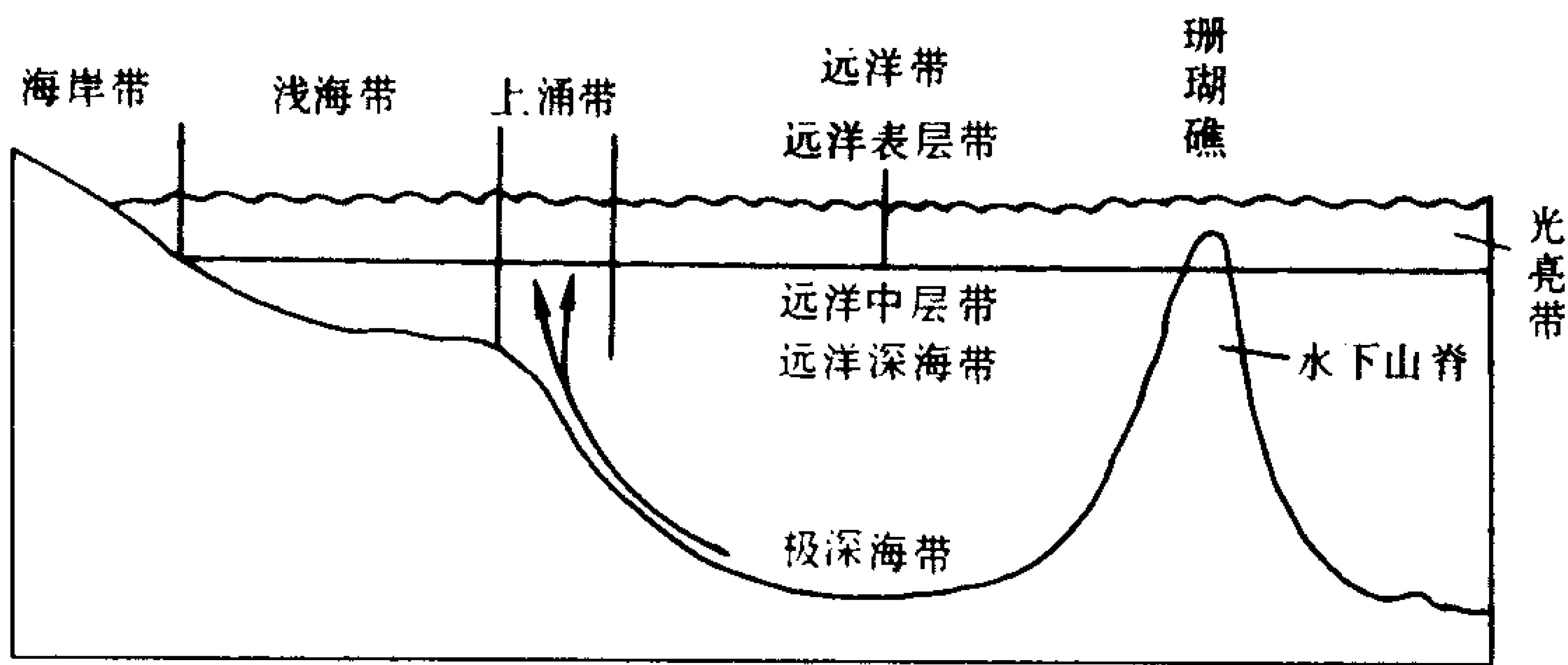


图 7－46　海洋生态系统分布图（McNaughton，1973）

海岸带又称潮间带，水深从几米到几十米。光照充足，含盐量、水温和底部地形等变化较大。由河流带来的有机物质比较丰富，生物成分复杂多样。生产者以浮游硅藻和大型固着生长的绿藻、褐藻为主，在热带还有红树类高等植物分布。消费者以近岸性浮游动物、鱼类和螺、蚌、牡蛎、

蚶、贝类、沙蚕、蟹等底栖动物为多。海岸带中又包括河口湾、红树林等生产力很高的生态系统。

浅海带生态系统为水深不超过 200 m 的大陆架部分。水中光照仍较充足，来自陆地的有机物质也较丰富，有利于生物的生存。生产者主要是浮游硅藻、甲藻等。消费者除桡足类外，大都为滤食性鱼类，如鳕、鲱等。该带鱼虾产量高，为世界上主要海产品捕捞区。

远洋带水面极为开阔，水深超过 200 m，最深达 10 000 m 以上。水深大约为 100 m 的表层，光照充足，为浮游藻类集中生活区，但因水中营养物质贫乏，初级生产力比较低。消费者动物有乌贼、箭鱼、金枪鱼、鲨鱼和哺乳动物鲸类。往下，光照逐渐减弱，到达海底基本是黑暗的，水温低而比较恒定，生产者几乎不存在，消费者以吃食有机碎屑的植食动物和以其他动物为食的肉食动物为多，即以异养生物为主。在远洋带中食物链较长，可达 5 ~ 6 级，如微型浮游植物（鞭毛藻甲藻硅藻）⟶小型浮游动物（植食性原生动物）⟶大型浮游动物（食肉性甲壳类）⟶巨型浮游动物（箭虫、磷虾）⟶食浮游生物者（灯笼鱼等）⟶食鱼动物（乌贼、金枪鱼、海豚）。但在上涌带发现有一些很短的食物链，即浮游植物⟶沙丁鱼、鲸等。在远洋带中也包括有一些生产力较高的次级生态系统，如上涌带、珊瑚礁等。

第六节　社会 - 经济 - 自然复合生态系统

上面简述了地球上主要的自然生态系统。但是，现今除了极地和远洋等生态系统较少受到人类活动影响外，其他生态系统都程度不同地受到了干预，尤其陆地自然生态系统的许多地区已被开发利用，其中的一部分又经过深刻加工、彻底改造，变为农田、果园、鱼塘和城市等。即在一定的社会、经济和科学技术条件下，经过人们的干预把自然生态系统分别改造和建成为农业生态系统与城市生态系统。这些人工生态系统都是以人为核心，以自然环境为基础，进行着频繁的社会与经济文化的活动，并且彼此紧密结合共同形成为一个复杂的整体，即社会 - 经济 - 自然复合生态系统。这样的系统与自然生态系统在组分、结构和功能方面虽有其相似的一面，但也有它们的独特性。它既服从自然规律的制约，更受社会性质和经济规律的羁绊。由此可见，现代地理学与生态学不仅研究自然生态系统，同时研究社会、经济、自然复合生态系统和人与自然的共生协调关系，这是人类社会经济持续发展的需要。

一、农业生态系统

当原始的人类作为自然界的一员出现时，由于对自然界的认识和生产力水平很低，人类深受环境条件的限制，过着采食野生植物的果实和捕杀野生动物的采集与渔猎生活，对各种自然生态系统的影响极其微小。人类社会的发展逐步扩大了对自然界的认识能力和利用程度。火的使用和在居住地附近从贮存的野生植物果实、种子、块茎的萌发成长受到启示，到有意识地撒播一些植物种子的原始农业开始，刀耕火种，易地轮荒，人类对自然界已产生了显著影响。但是，当古代人口还很稀少，生产力水平尚极低下的时期，他们仍然生活在本质上没有受到很大改变的自然生态系统之中，农业生态系统也只是处在雏形阶段。随着铁器和畜力的使用，土地的固定耕垦以及农家有机肥的施用，农作物产量得到明显提高，土地的养分循环也基本维持平衡，社会、经济与自然三个子系统相互渗透、紧密结合，从而进入到自给自足的传统农业阶段，并在近三千年来一直

是世界上普遍实行的农业模式。由于这个阶段科技还不发达，人与自然的关系只能是顺应自然，靠天时地利进行农业生产。从本世纪开始，西方发达国家开始使用拖拉机等农业机械代替畜力进行农业生产，化肥代替了自然有机肥广泛施于农田，其他一些辅助能(电力、燃料油、农药等)也被投入到农田生态系统中，形成为高度集中、高度专业化、高效率为标志的集约型石油农业或工业化农业。如此发展，经过人类数千年的辛勤劳动，在认识和掌握某些自然特点与规律的基础上，根据社会需要把森林、草原和荒漠中的绿洲等原生自然生态系统改造成为在人工管理控制下，包括有各种农田、经济作物种植园、人工林地、人工草场以及鱼塘等不同类型的农业生态系统。

(一) 农业生态系统的主要特征

如上所述，农业生态系统(Agroecosystem)是指在人类生产活动的干预下，一定区域的农业生物群体与其周围自然和社会经济因素彼此联系、相互作用而共同建立起的固定、转化太阳能，获取一系列农副产品的人工生态系统。其中又以作物栽培为主体的农田生态系统最为重要，与自然生态系统相比，农田生态系统有以下主要特点。

1. 生物成分发生显著变化　在人工控制下农业生物群体，例如农作物、蔬菜、果树、家畜和家禽等取代了原有的野生生物及其群体，使生态系统的生物成分以人工种植和驯养的为主。它们大都具有生活周期短(作物)，产量高，蛋白质、淀粉和脂肪等营养成分含量丰富，遗传变异性大而利于杂交培育新品种等优点。但是农业生物对环境的适应性和抗逆性有所降低而必须辅以人工管育。可塑性变大也容易发生品种退化，不利于优良品系的保持，也需要人工经常培育新品种予以替换。

2. 系统结构明显简化　为了保证农业生物群体的正常生活，在人工的选择与控制下，农田生态系统中其他动植物成分明显减少，物种多样性大大降低；同时由于农田中作物种群单一，个体年龄相同，生长期短促，害虫与天敌又常被同时消灭。所有这些使食物链变短，食物网简化，作物群体的垂直层次结构减少。其结果，系统的自我调节能力差，导致对自然灾害和病虫害的抵御能力变小，系统的稳定性减弱，容易出现生态失衡现象，造成作物生长不良和减产等。所以农田生态系统是一种脆弱而不稳定的系统，需要高度精心管理。不过，在农田生态系统中，旧的平衡被打破后，只要通过人工正确调控，一般容易恢复或建立起新的平衡。因此，应避免单一的农业生产，发展多种经营，间作套种，使农田生态系统结构复杂化，不但可以充分利用空间和资源，还使能量与物质的流通转化途径多样而有序，这样既可以提供种类多、数量大的农副产品，又增强了系统的抗灾能力和稳定性。

3. 农田生态系统是一个能量和物质大量流通的开放系统　在自然生态系统中生产者所制造的有机物质几乎全部留存在该系统中，对于农田生态系统来说，为了满足社会需要，绝大部分农畜产品运销外地，此外还有一些无效输出(土壤养分的淋失、水土流失、反硝化作用、蒸发等)，使能量和物质大量地输出于系统之外。另一方面为使系统保持平衡和具有一定的生产力水平，必须通过多种途径投入人力、畜力、肥料、水以及用于开动各种农业机械的化石燃料等物质和能源，以补偿产品输出后所出现的亏损。所以农田生态系统是一个能量与物质交流量大和运转迅速的开放系统。此外，随着生产资料的投入和产品的输出，使农田生态系统中的能量流动与物质循环不单发生在“生物—环境”之间，像大多数自然生态系统那样，而是进行在“环境—生物—社会—经济”系统之中，途径多，变化大。从这个意义上来说，农田(业)生态系统是一类更加复杂的

系统。

4. 农田生态系统的生物生产量一般较高　这里所说的生产量不是仅指农业生产上通常所说的为人类提供的粮食、纤维或其他主副食产品的数量，而是指包括根、茎、叶、花、果实、种子等生产者作物的初级生产量和肉、毛皮、骨骼、血液等消费者家畜和家禽的次级生产量在内的全部有机物质的数量，即整个系统的生物生产量。与自然生态系统相比，农田生态系统的生物生产量一般是比较高的，这不仅是由于农田生态系统相当于自然生态系统演替的早期阶段，作物群落用于呼吸消耗的能量少，净初级生产量较高的缘故；也由于通过人工调控，农业生物群体适应于环境并充分利用其资源和人类控制病虫害，使系统消耗在这方面的能量大大减少的结果；还由于向系统投入了大量辅助能量，即像 E.P.奥杜姆所说的是由于人类以某种形式在物质和能量方面给予"奖金"或"补贴"的结果。

5. 农田生态系统具有明显的地域性特点　不同的自然区域都有各具特点的农田生态系统类型，它们从农业生物的种类组成、环境特点、系统的结构与功能到社会经济技术条件都有某些差异。我国南方与北方，东部与西部，山区与平原的农业生产均显示出地域分异特点。因此在建设合理的农田生态系统时不能千篇一律，采用一个模式，而应当遵循因地制宜、扬长避短的原则。

6. 人是农田生态系统的核心，社会因素起重要的导向作用　人类不仅是农田生态系统的重要组成成分，而且是系统的主要调控者，系统的生物成分和非生物成分，它们在时间和空间上的分布与组配、系统的物质循环与能量转换，以及系统的稳定性与生产力高低等都受到人类活动和国家的经济体制、农业方针政策等的强烈影响，只是在不同时期和地区所受影响的程度、方式与效果各有不同。过去人们往往只注意局部利益和短期经济效益，缺乏生态平衡和整体观念，常常是先破坏了自然生态系统，而后又未建立起良好的农田生态系统，生产力水平很低。人类应当从生态学的观点出发，处理好人、生物与环境三者之间关系，根据各地的自然与社会经济条件，顺天时，量地利，调整好农业生产的结构和布局，控制和提高能流与物流的途径与效率，建立起一个合理、高效、稳定的农业生产体系，取得良好的经济效益、社会效益和生态效益，为人类的生存而服务。

(二) 生态农业

随着传统农业生产力的限制和石油农业弊端的充分暴露，从 20 世纪 60 年代末开始世界各国都在纷纷寻找新的替代农业(Alternative agriculture)的模式。近 20 多年来先后提出有机农业、生物农业、自然农业、持续农业和生态农业等。由于所有这些模式都是以生态学为其基本指导思想，可以统称为生态农业(Ecological agricuture)。中国是世界农业起源中心之一，有着悠久的有机农业的发展历史，所以我国生态农业植根于我国传统农业(有机农业)的特点和农民精湛的农艺技术的沃土之中，而与国外的替代农业不完全一致。

所谓生态农业就是按照生态学和生态经济学原理，应用系统工程等现代科学技术，把传统农业技术和现代农业先进技术相结合而建立起来的一种多层次、多结构、多功能、具有良好经济效益、生态效益和社会效益的集约经营管理的综合农业生产体系。具体地说，就是在一定区域有效地运用生态系统中生物的共生原理、生物的相克趋利避害原理、多种成分间的相互协调与互补原理，以及物质循环再生与能量多层次多途径转化利用原理，全面规划，总体协调，建立能合理利用自然和社会资源、保持生态稳定和持续高效的优化农业生态系统，是具有良好的经济、生态和社会三种效益统一的农业生产体系。它的主要优点是：

1. 整体性　生态农业系统的组分和结构十分复杂，具有层次多、目标多、联系多的特点并构成复杂的立体网络，要求按生态学和生态经济学规律进行调控，把农、林、牧、副、渔、工、商、运输诸业组成综合农业经营体系，整体协调地发展。

2. 协调性　生态农业重视系统的整体协调，要求各要素和各子系统之间协调发展，包括生物之间，生物与无机环境之间，区域内森林、农田、水域、草地等之间，以及经济、技术、生态环境之间相互有机地配合，并使农村的发展同城市的发展相协调。

3. 地域性　生态农业具有明显的地域性特点，必须按照地域分异规律，因地制宜，发挥各自的优势。因此，地域性使生态农业具有多样性的特点。

4. 高效性　由于各子系统之间以及与环境之间比较协调，资源被充分利用，物质循环再生，实行多种经营以及合理使用化肥与农药等，使生态农业系统的整体生产力水平大大提高，农业产品数量大幅增长，农民收入明显提高。

5. 调控性　生态农业系统是按照系统工程方法建立的优化农业模式，根据生产需要可以进行调控，比较有效地收到良好的社会、经济和生态效益。例如通过对农业生物、环境、系统结构(水平结构、垂直结构、时间序列、食物链、子系统的组成等)和信息等方面的调控，使自然资源得到更加充分合理的利用，使生产过程中产生的废弃物作为资源再被利用，改善环境，提高生产效率。

6. 层次性　不仅一个生态农业系统内包含许多子系统，形成多层结构，而且在一定区域内可以创造以家庭为单元的生态农业户，以小区域为单元的生态农业村和以较大区域为整体单元的生态农业县等。不同层次的生态农业系统在功能上有所区别，有的从事粮食生产，有的从事蔬菜、水果、林木生产，有的则生产肉、蛋、奶等，也有综合性的。

7. 稳定性　生态农业系统是一个组分多、结构合理、功能协调的良性循环系统，其缓冲能力较强，使系统在一定外力干扰条件下，仍能持续稳定发展。

8. 改善生态环境　通过物质循环再生，使自然资源和生产过程中的各种副产品与废弃物得以多层次、多途径的合理利用，并减少化肥与农药的用量，从而减少了对环境的污染和破坏，提高了农村生态环境的质量。

生态农业从其提出到现在虽然历时不久，但却创造出为数不少的类型，其中不乏成功的例子，现举数例予以介绍。

1) 菲律宾马雅农场：马雅农场位于菲律宾首都马尼拉附近，这是一家农工联合企业，拥有36hm^{2}稻田和经济林，饲养着牛、猪、鸭，并有若干水塘养鱼。建有面粉厂、肉食加工厂、罐头厂和沼气池等。农田生产的粮食送到面粉厂加工，产生的麸皮和作物秸秆及灌木叶作为饲料养猪、牛。成猪送至屠宰场，肉送到食品加工厂和罐头厂，骨、血、皮等下脚料送到饲料加工厂。猪、牛粪便和肉类加工厂排出的高浓度有机废水进入沼气池。一部分沼气用作发电，一部分直接作燃料。沼气池的残渣污泥经处理后可分别做动物饲料、优质有机肥和提取维生素 B_{12}的原料；沼气池的液体送入氧化塘，可养殖水藻和鸭，一部分液体可输送鱼塘养鱼，也可以作为液体肥料灌溉作物。水藻和浮渣可饲喂鸭子。有机废物几乎全部得到了利用。这样，把种植业、养殖业、加工业等业联成一个整体，形成了一个完整而协调的农、林、牧、副、渔和加工业的生态农业系统，不仅提高了资源利用率，而且解决了环境污染问题，也带来了巨大的经济效益，因此受到国际社会的高度评价，认为是生态农业成功的一个典范。

2）我国农业发展具有悠久的历史，在长达数千年的传统农业生产过程中，早已孕育和萌芽生态农业的思想和实践活动。例如因地制宜，精耕细作，发展多种经营；实行间作、套种等多层次的立体种植方式；种植绿肥植物，施用农家有机肥恢复地力等。并创造出许多初级生态农业模式，例如桑基鱼塘和庭院生态系统等。近年来我国生态农业又有了新的发展，对原有初级生态农业系统进行了科学地调整和改造，使其趋于完善合理，同时还创造出许多新模式。我国地域辽阔，气候与地形复杂，农业生物种类丰富，生态农业的类型也是多种多样，若以系统的结构与功能进行划分，我国现在主要的生态农业系统类型有以下几大类：

（1）生物立体共生型。这是一种根据生物的生物学、生态学特性和生物之间互惠共生关系而组合的生态农业系统。它使处于不同生态位的各种生物在系统中各得其所又协调共生，充分地利用环境资源，并建立一个空间上多层次，时间上多序列的产业结构，从而获得较高的经济效益和生态效益。这种类型又有许多模式，例如粮－棉，粮－菜农作物间作、套种模式；林－胶－茶林木立体种植模式；果树－旱粮林粮间作模式；鸡舍（上层）－猪舍（中层）－鱼池（底层）立体养殖模式；稻－萍－鱼，林－鸭－鱼立体种、养模式等。

（2）物质能量多层分级利用型。这是按照生态系统内能量流动和物质循环规律而设计的一种物质良性循环的生态农业系统。其中一个生产环节的产出（如废弃物）是另一个生产环节的投入，使各种废弃物得到再次、多次和循环利用。资源利用效率高，又防止了废弃物对环境的污染。例如林木－食用菌种植业模式；猪（粪）－蛆（或蚯蚓）－鸭养殖业模式；禽－畜－鱼－作物（或林果，或食用菌）种养结合模式；北京留民营村则发展了生态户式的种、养、沼三结合模式和生态村的种、养、沼、加四结合模式（图7－47）。

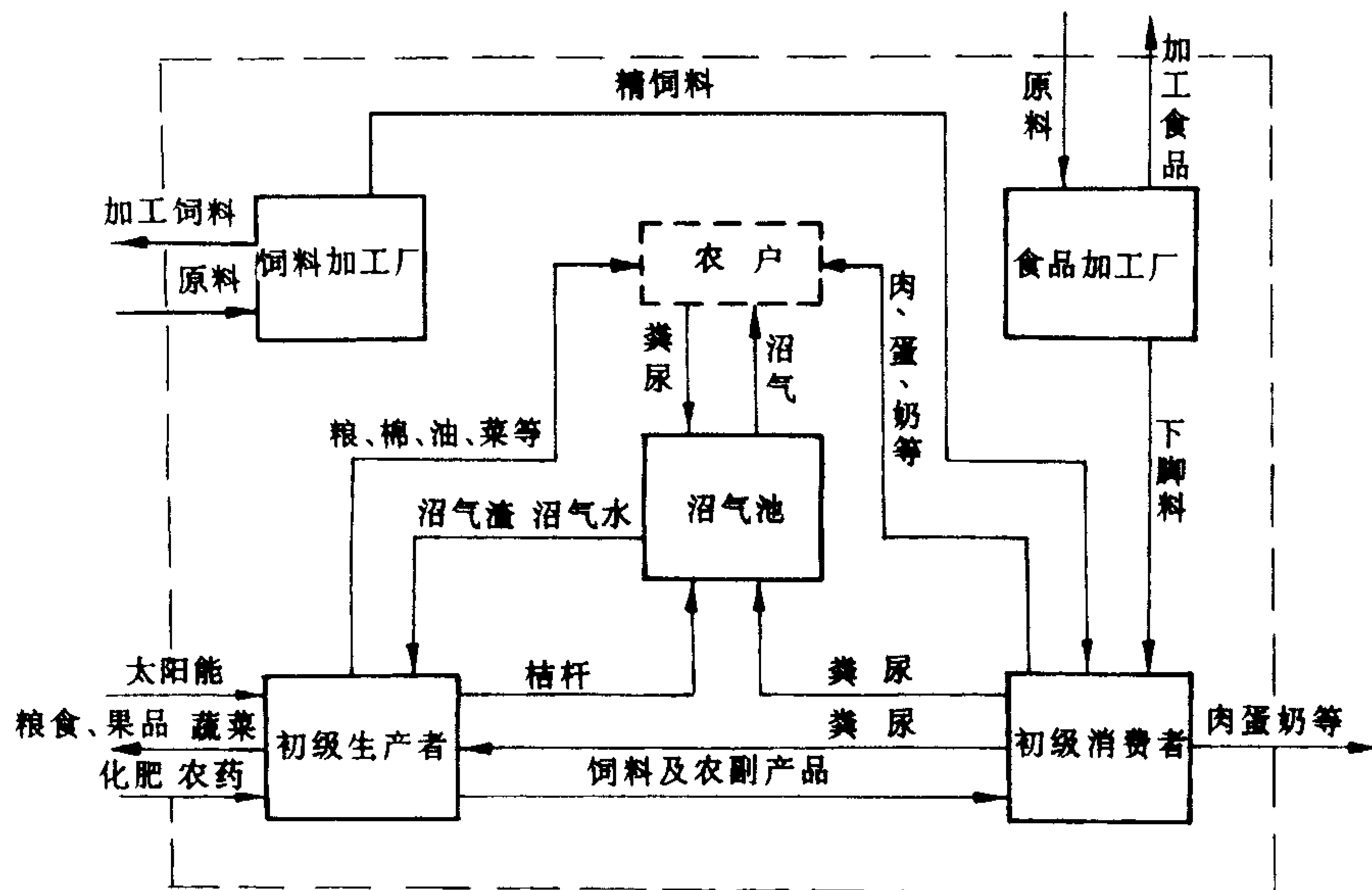


图7－47　北京留民营村生态农业系统结构简图（卞有生，1988）

（3）基塘式水陆结合型。通常在平原水网地区，经过人工改造建成陆地与水塘相间分布的基本格局，通过物质循环和能量流动把水、陆两个子系统联为一体，形成具有种、养、加功能的立

体生态农业系统，充分利用各种资源，并具有良好的经济效益和生态效益。例如桑基鱼塘、稻基鱼塘、菜基鱼塘等。以桑基鱼塘为例，广州珠江三角洲地区本是无法农耕的低洼沼泽地带，潦水为患极为严重。这里的人民在长期的生产实践中，因地制宜，把一些低洼地深挖为水塘，挖出的泥土填高周围地面为“基”，逐渐把低洼水网地区改造成为基塘水陆结合地区。基上种桑，桑是生产者；桑叶喂蚕，蚕是第一级消费者；蚕沙和蚕蛹入塘喂鱼，鱼是第二级消费者；塘里分层放养不同鱼种，充分利用空间和饵料；微生物是还原者，分解鱼粪和其他动物的残余物质加入塘泥；塘泥上基肥桑，进入新的循环（图 7－48）。它把种桑、养蚕、养鱼、缫丝有机地结合起来，充分利用空间和环境资源，提高生产力，创造出一个结构布局比较合理、功能比较完善、水陆结合并相互作用的生态农业系统。

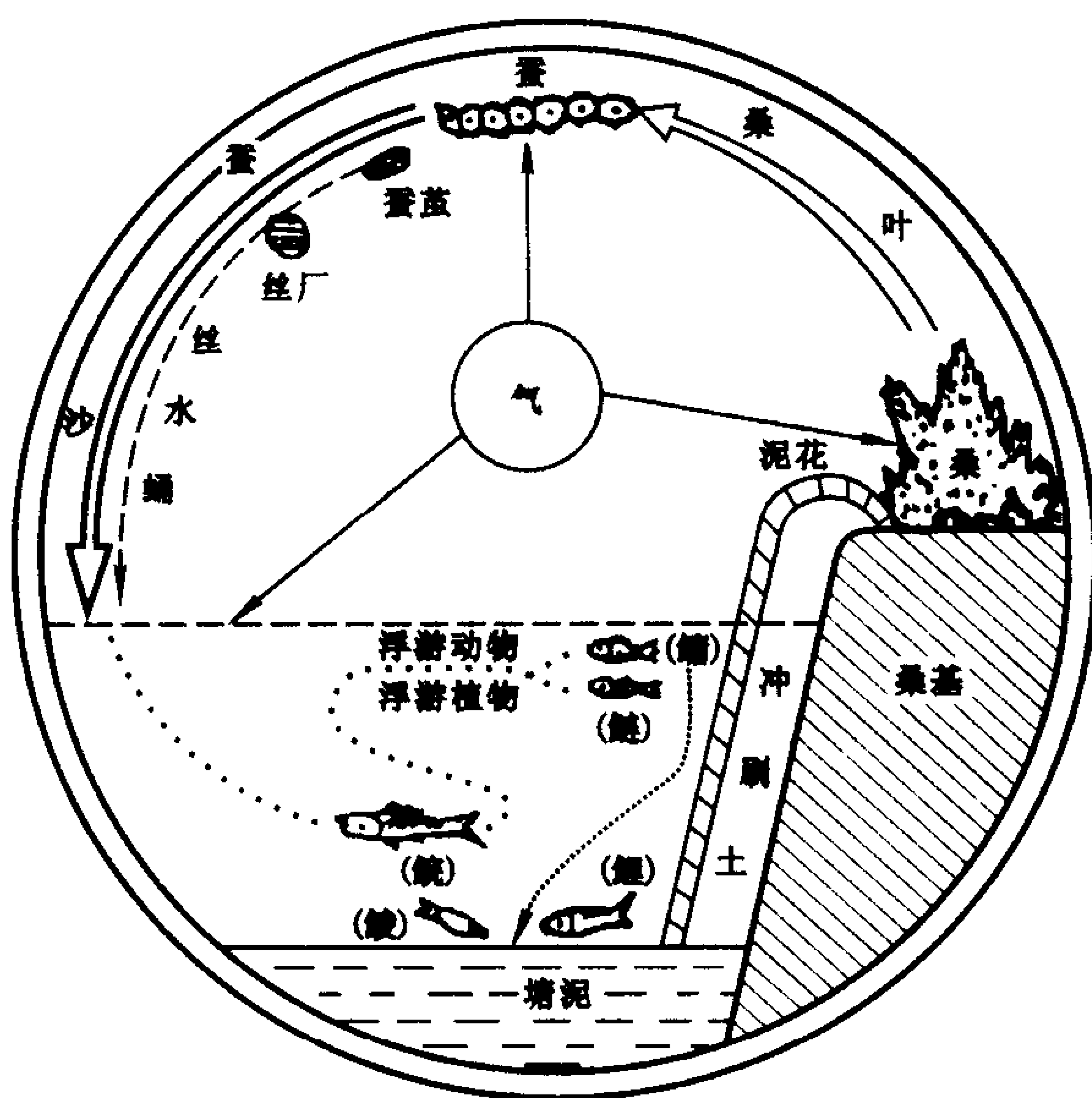


图 7－48　珠江三角洲的桑基鱼塘（钟功甫，1980）

（4）区域整体规划的综合型生态农业系统。在一定区域内，运用生态规律将山、水、林、田、路进行全面规划，协调生产用地与其他用地的比例及空间布局，把工、农、商联为一体，取得良好的经济效益和生态效益。例如以林为主，农、林、牧结合，农工商一体化模式；以农田为中心，水、土、林、田综合治理模式；农、林、牧、副、渔、工综合发展模式等。

二、城市生态系统

城市生态系统是人类通过社会经济活动在改造和适应自然环境的基础上建立起来的一种典型的社会－经济－自然复合生态系统或人工生态系统。在这里经济发达，社会活动频繁，人口密集，同时也是科技文化、交通贸易的中心。所以城市生态系统是以人为主体，充分利用空间和集中政治、经济、科技文化的地域大系统。与自然生态系统相比，城市生态系统的组分、结构和功能等都发生了本质变化，因此它便具有一系列不同于自然生态系统和农业生态系统的特点。

1. 城市生态系统　是以人为主体的生态系统。在城市生态系统的组分中既有生物成分和非生物成分，也包括人类和社会经济成分，其组成十分复杂(图 7－49)。在这些成分中人是核心，它不但其数量巨大、密集度高，而且对系统的发展起着极为重要的支配作用。除了大气候和大型地貌形态外，城市的一切都是人工创造建设和调控的，并且都是为人类生存而服务的。这与自然生态系统中以生物特别是绿色植物为中心显然不同，城市中的植物不但覆盖率一般很低，同时也未给居民和其他动物提供有意义的生产量。动物种类也很少。因此城市生态系统中的生物量常常具有倒金字塔的结构(图 7－50)。

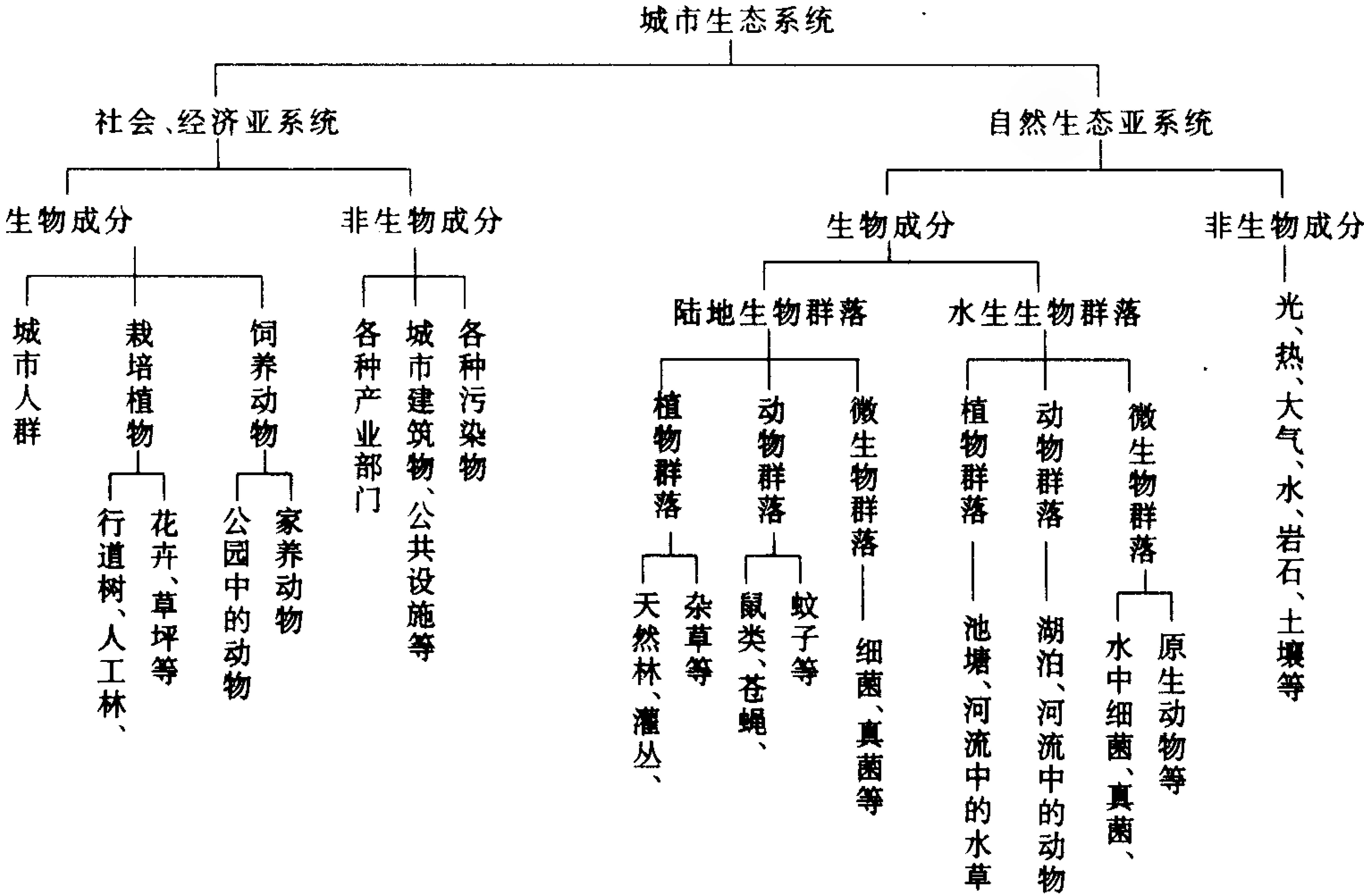


图 7－49　城市生态系统的组分

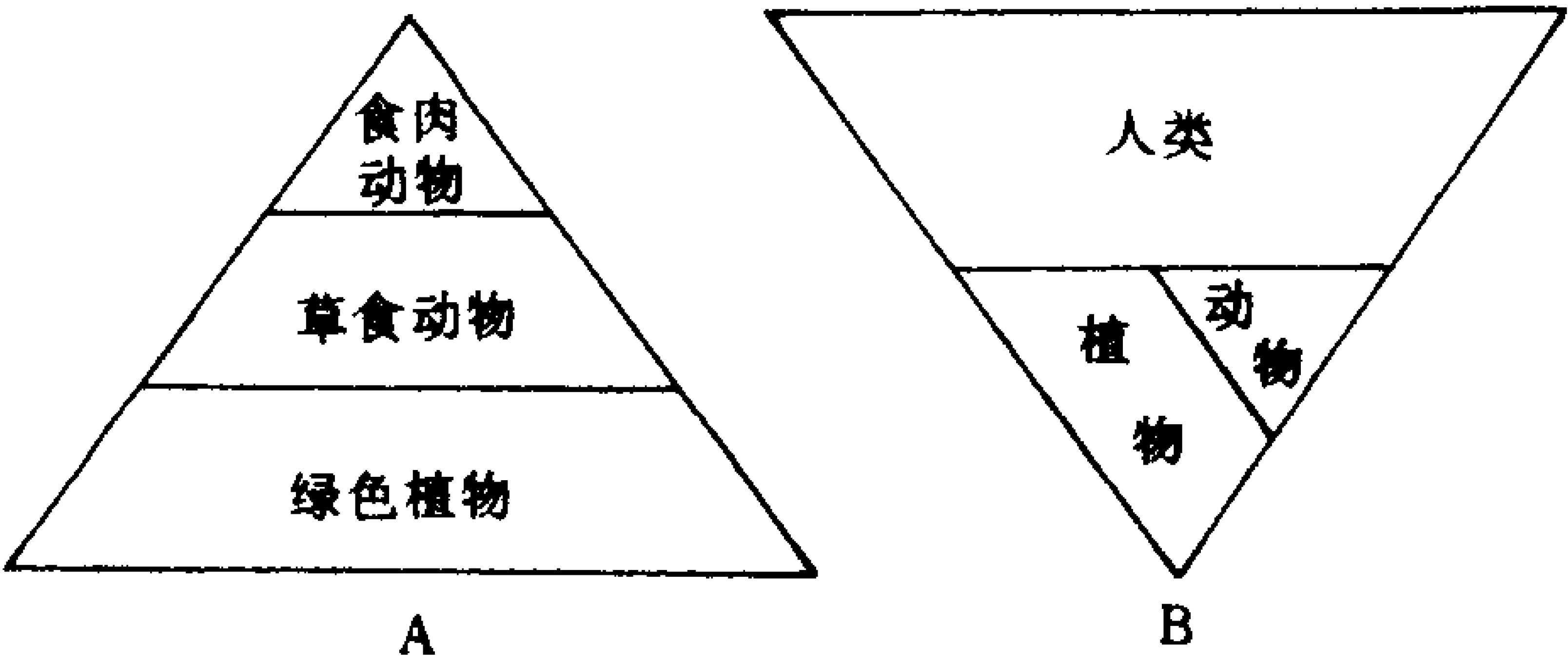


图 7－50　A. 自然生态系统中生物量金字塔；
B. 城市生态系统中生物量的倒金字塔

2. 食物链简化　城市生态系统的整体结构相当复杂，但是由于生物种类少，以人为主体的食物链结构却大为简化而变短，常常只有二级或三级，即植物(粮食、蔬菜等)──→人，或植物(牧草等)──→植食动物(肉、蛋、奶等)──→人，而且作为食物的动植物产品全部来自于系统之外。

3. 能量和物质流量巨大、转换迅速的开放系统　城市由于人口多和缺乏绿色的第一性生产者植物，在能源和物质供应方面难以达到基本自给自足的程度，为了满足城市居民在生活和生产中对能量和物质的需要，使系统正常运转和保持其供需平衡，必须从农田、水域、工矿区等其他生态系统输入大量食物资源、生产原料和能源等；同时城市生产的大量产品和废弃物多数不是在城市内部消耗和分解而是输出于系统之外。由此可见，城市生态系统是一个能量和物质的流通量很大和贮存与转换时间较短、流动速度很快的开放系统（图 7－51）。城市生态系统除其能流与物流外，人口流、信息流和价值流在维持系统的结构和正常运转中也都起着十分重要的功能作用。

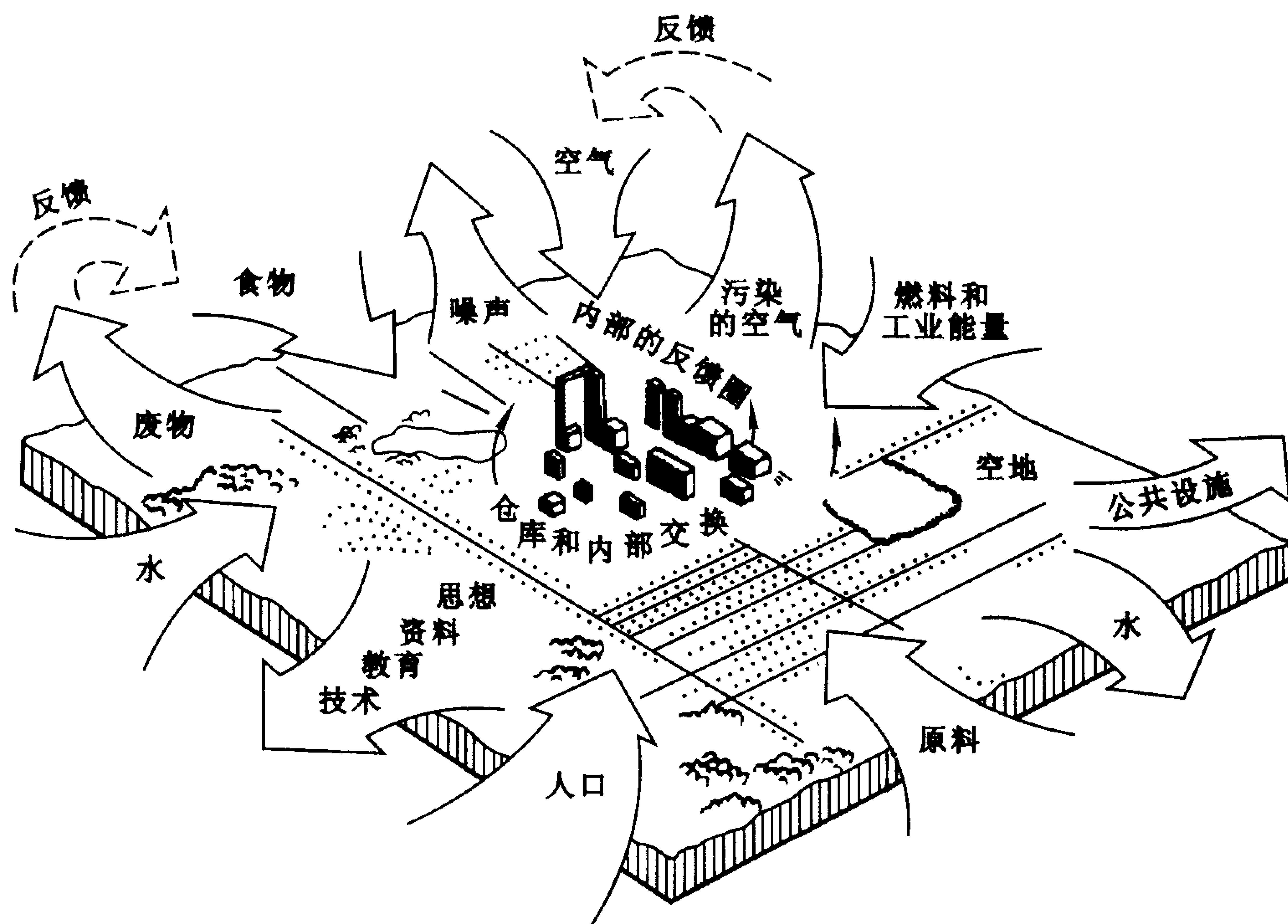


图 7－51　典型城市生态系统的输入与输出图解（Detwvler 等，1972）

4. 依赖性强，独立性弱，自我调节能力小　由于生产者的缺乏和初级生产量甚微，大量能量和物质需要其他系统提供，使城市生态系统永远脱离不开农田生态系统和其他自然生态系统而独立存在，依赖性很强。同时城市生态系统输入与输出的能量和物质不完全是通过以营养关系构成的食物链，除此以外绝大部分能流与物流是通过经济技术系统进行转移的。后者是由人工建造起来的，其中许多环节和子系统不像食物链是自然生态系统经过漫长的演化适应，形成为相当完善、协调的系统，故常因各种原因出现故障，并将迅速影响城市正常功能的进行和居民的生活。因此生态系统的自我调节能力小，是一个脆弱而欠稳定的生态系统，需要人们予以高度科学管理，以维持其动态平衡。

5. 是人类对陆地自然生态系统影响最强烈、改造得最彻底的地方　它除了大的气候特点和地貌形态可能受影响较小外，几乎没有遗留下自然生态系统的任何主要特征。地面上集中了各式各样的建筑物，鳞次栉比。高楼大厦林立，形成一道道人工悬崖、峭壁，峙立于犹如深邃峡谷的

街道两旁。坚硬的水泥或柏油道路纵横交织，密如蛛网，各种机动车辆往来穿梭，络绎不绝。绿色植物较少。原生的自然景象完全被人工建造的景观所代替。这样的下垫面性质加上空气污染和人为热的释放，使城市具有不同于郊外自然状态下的气候。例如空气中有较多的悬浮物质，尘埃比郊外一般多10倍，云量比郊外多5%～10%，使太阳总辐射比郊外约少15%～20%；风速和相对湿度都低于郊外；而人为热的大量释放，引起城市局地升温，使年平均气温一般比郊外原野高1～2℃，出现热岛效应。由于上述自然因素和人为因素的影响，城市的环境与郊外其他生态系统的环境具有显著差异。

城市生态系统集中了大量的人口、物质财富、智力资源与信息，是一个国家或地区的精华所在。为了使其社会经济得到持续发展，为了给人类创造更加美好的生存环境，在改造老城市、规划建设新城市时，除了考虑其他许多重要原则外，还必须具备有生态学观点，就是按照生态学原理建立起一类社会、经济、自然协调发展，物质、能量、信息高效利用，生态良性循环的人类聚居地，从而走向生态城(Ecopolis)。为此必须对城市进行生态调控，其途径主要有三：一是生态工艺的设计与改造。根据自然生态最优化原理来设计和改造城市工农业生产和生活系统的工艺流程，达到地尽其用，物质循环再生，以提高系统的经济和生态效益；二是协调共生关系的建立。主要在于调整城市的组织结构及功能，改善子系统之间的冲突关系，增强和完善城市机体的协调共生能力；三是生态意识的普及与提高。城市系统受人的行为所支配，因此在管理部门和城市居民中普及和提高生态意识，倡导生态哲学和生态美，克服决策、管理经营中的短期性、盲目性、片面性，从根本上提高城市内在的自组织、自调节能力。

为了把城市建成空气清新、生态健全、环境优美、方便生活的生态城市或园林城市，发展和增强城市生态系统的绿化作用乃是城市生态调控中非常重要的措施。因为绿色植物能吸收 CO_2，放出氧气，维持城市的碳氧平衡、降低城市的热岛效应、减少风沙危害，起到调节城市小气候作用。例如在城市或郊区植有树木的地方，通过遮荫和蒸腾水分降低夏日市内的气温(图7－52)；林木的覆盖、树干枝叶吸收与反射太阳辐射，又可提高冬天的气温。又如城市绿地区与建筑区具有不同的热力状况，温差可以形成一种类似海陆风的空气对流，使建筑区混浊的空气被带至高空而降低污染程度和气温，同时新鲜空气源源不断地从绿地流向建筑区(图7－53)，从而起到了改

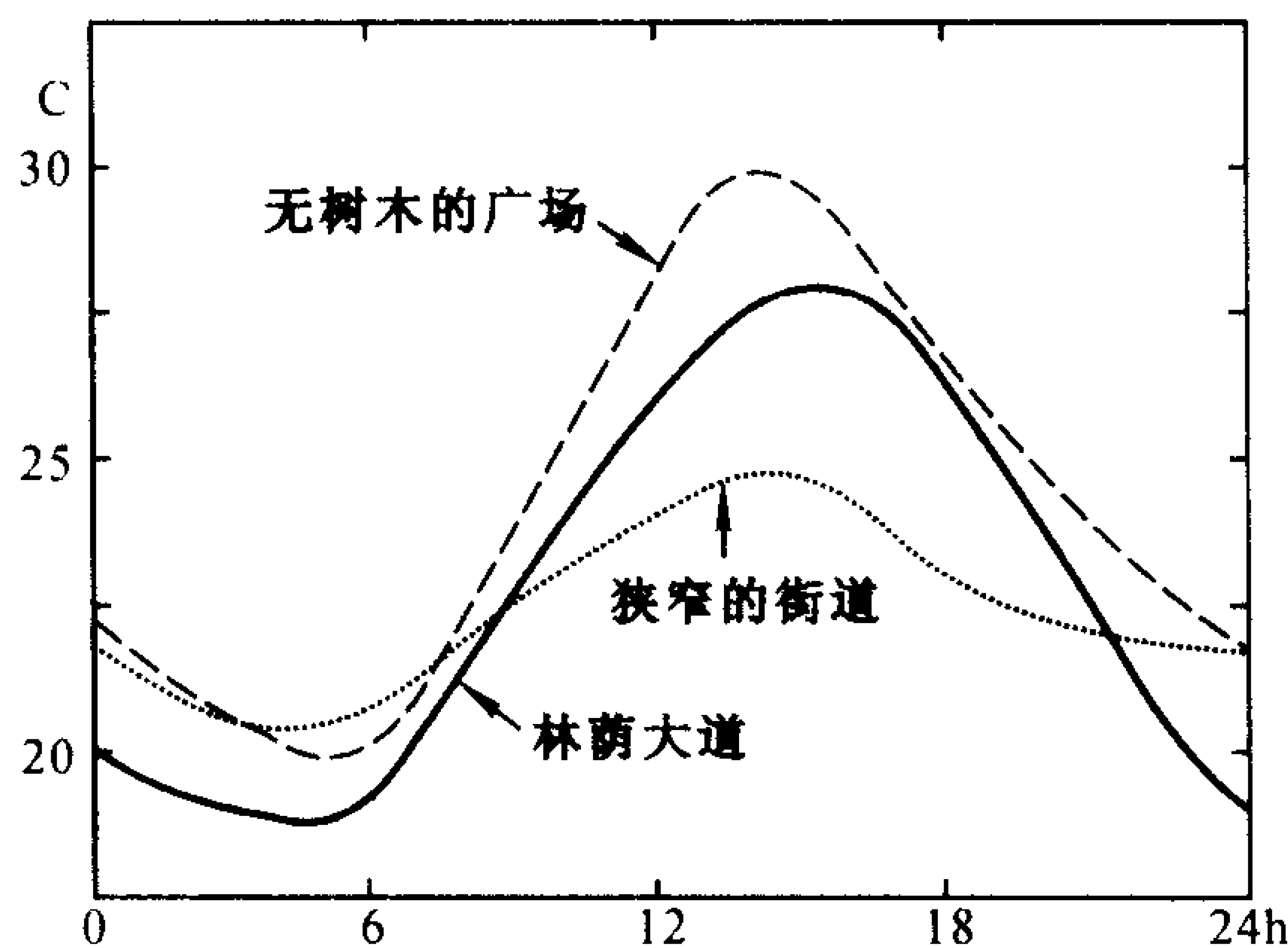


图7－52　城市无林地、狭窄街道与林荫大道昼夜温度变化(8月)

善城市小气候的作用。植物还具有吸收有害气体、滞尘除埃、减弱噪声、杀灭细菌，发挥其净化大气、防治空气污染的功能；绿化还具有美化环境，调节心理状态，有益于人体健康的作用。

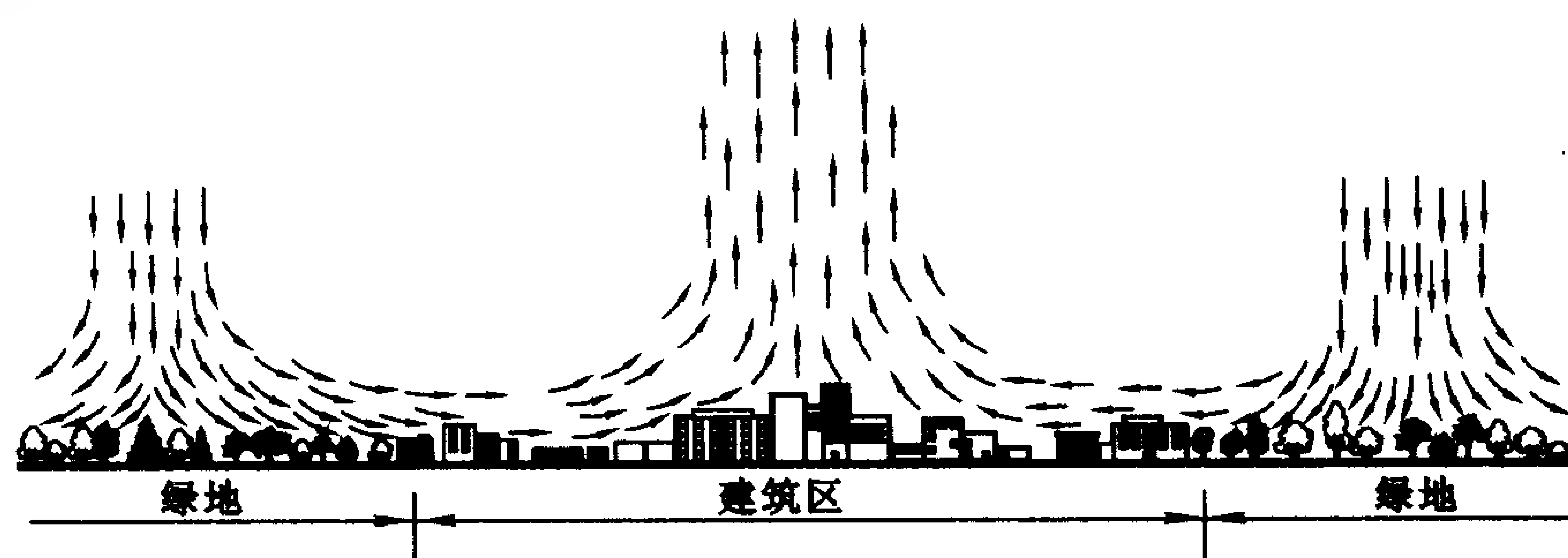


图 7－53　绿地和建筑区的气流循环

城市用地十分有限，绿地面积不可能占有很高比例，应当根据城市具体情况，制定合理的绿化覆盖率和人均绿地面积指标，并对各类绿地进行合理规划布局，以其达到最大的生态效益。据研究，城市绿化覆盖率至少应在 30％以上，才能满足人们正常心理状态的要求。世界上有些城市的绿化覆盖率已经达到很高水平，例如巴西利亚为 60％、堪培拉 58％、莫斯科 40％。至 1995 年底我国城市绿化覆盖率平均为 23.9％，规划要求 2000 年达到 30％，2010 年达到 35％。人均绿地面积也是衡量城市绿化水平的一个重要指标。联合国要求世界城市力求人均绿地面积达到 $60m^2$，波兰华沙已达到 $77.7m^2$，莫斯科 $44.0m^2$、巴黎 $24.7m^2$、大坂 $2.3m^2$。1995 年底我国城市人均绿地面积平均为 $5m^2$，规划要求 2000 年达 $5\sim7m^2$，2010 年达到 $6\sim8m^2$。同时对城市的各种绿地类型（林带、片林、林荫大道、公园、街心公园、草坪等）应当进行合理地规划布局，点、线、面结合，大、中、小结合，地面、墙面、屋顶、栅架、阳台相结合，乔、灌、藤、草、花一起上，逐步形成完整的绿地系统。近年来我国许多城市根据当地具体情况，提出各种不同的绿化规划设计，颇有特色。如以市区为中心，以各区县为子系统，通过贯穿城乡的河流、公路绿化带为连接纽带，把城市绿地、近郊风景林地、远郊风景区和成片造林地有机结合起来，形成完善的绿地系统和大范围环境的绿化，从而把郊外新鲜空气导入市区，收到了良好的效果。

综上所述，在地球表层通过太阳能的固定与转化、水、气体与矿质元素的生物地球化学循环，以及信息的传递把各种陆地生态系统、水域生态系统与人工生态系统联结起来，形成地球上最大的生态系统——生物圈。它蓄积和再分配了巨大的能量资源，并决定着土圈、水圈和大气圈的某些特性，同时它也受这些地理圈层的制约和影响。人类作为生物圈的重要成员，除受自然规律制约外，也对生物圈等产生重大作用。人类的有些行为是合理的富有成效的，并已从中获得巨大利益，但是还有大量的人类活动，从整个生物圈的水平和生态效应来看是盲目而不合理的，因而导致自然界生态平衡失调，人类本身也由于自然规律的反馈作用而遭到“报复”。现在，人们已从蒙受的损失中逐渐地醒悟了过来，开始认真地研究“人与生物圈”的关系，并尽其最大可能踏上人地共生、协调发展的道路。

第七节　生物多样性及其保护

生物多样性是地球上的生命与其环境相互作用并经过几十亿年的演变进化而形成的，是构成地表自然地理环境的重要成分之一，它与其物理环境相结合共同构成人类赖以生存和发展的生命支持系统，是社会经济发展的物质基础；同时对于维持自然界的生态平衡、美化和稳定生活环境具有十分重要的作用，为全人类带来了难以估价的利益。而丧失生物多样性必然引起人类生存与发展的根本危机。长期以来，由于人类对生物多样性利用不当，我们也许正经历着自6500万年前恐龙灭绝时代以来又一场生物物种大量绝灭的灾难，它将严重危及地球生物圈，人类也将面临着有史以来最大的挑战。因此，1992年在巴西里约热内卢联合国环境与发展大会上，150多个国家的政府首脑签署通过了人类历史上第一个《生物多样性公约》，这是一项全球性保护生物多样性的战略宣言，目的是为了当代和后代人的利益，以及为了生物多样性的固有价值，尽最大可能得以保护与持续发展和利用。

一、生物多样性概念

生物多样性(Biological diversity)是指在一定时间和一定地区所有生物(动物、植物、微生物)物种及其遗传变异和生态系统的复杂性总称。1995年联合国环境规划署(UNEP)发表的巨著《全球生物多样性评估》也给出一个简单定义：生物多样性是生物和它们组成的系统的总体多样性和变异性。它包括遗传多样性、物种多样性和生态系统多样性三个主要层次。

(一) 遗传多样性

遗传多样性(Hereditary diversity)是指存在于生物个体内、单个物种内以及物种之间的遗传变异的总和。由于所有生物的遗传与变异或所携带的遗传信息都是蕴藏在染色体上占有一定位置的遗传单位基因里，所以遗传多样性又称基因多样性。基因由于受外界或自身一些因素的影响，可能发生突变，引起变异，使生物个体间出现形态、生理、生态等多方面的变化。所以遗传变异是生命进化和物种分化的基础，也是物种多样性产生的根本原因。通常谈到物种多样性或生态系统多样性时也都包含了各自的遗传多样性。这里所指的遗传多样性主要是指种内不同种群之间或一个种群内不同个体的遗传变异的丰富程度。

每一个物种常常包括若干个种群，由于突变、自然选择或其他原因，各个种群往往在遗传上出现某些差异，使一些种群具有在另一些种群中没有的特殊基因变体，因此同一个种的不同种群遗传特征有所不同，即存在着种群之间的遗传多样性。另外在同一个种群之内某些个体常常具有其他个体所不具有的特殊基因变体，使它们的生物性状彼此不一样，因而出现了种群之内的遗传多样性。一个物种内遗传变异的出现及其多样化，可导致种内产生大量的品种或变种。例如粟(*Setaria italica*)即小米，是中国栽培最早最古老的作物之一，已收集的品种达25 000个，表现出高度的遗传多样性特点。一个物种的遗传变异愈丰富，对环境变化的适应能力就愈大，其进化潜力也愈大。反之，遗传多样性贫乏的物种通常在进化上的适应性就弱。所以遗传多样性的研究不但有助于物种濒危原因的探讨和对生物种未来"命运"进行预测，以便为制定合理保护对策提供科学依据；而且也是现代动植物遗传育种的基础和材料，使人们能够选育出适合要求的个体和

种群，在农、林、牧、渔业生产上具有重要意义。

（二）物种多样性

物种是生物进化链上的基本环节，它虽处于不断变异与不断发展之中，但同时也是相对稳定的，是发展的连续性与间断性相统一的基本存在形式，其多样性（Species diversity）是指某一区域内生物种类的丰富度或物种的总数目，需从分类学、系统学和生物地理学角度进行研究。多种多样的物种是生态系统不可缺少的组成部分，生态系统中的物质循环、能量流动和信息传递与其组成的物种密切相关。当生态系统丧失某些物种使多样性降低时，就可能导致系统功能失调，出现不稳定现象，甚至使整个系统瓦解。此外物种资源也是农、林、牧、副、渔业经营利用的直接对象。

（三）生态系统多样性

生态系统多样性（Ecosystem diversity）是指生物圈内生境、生物群落和生态学过程的多样化以及生态系统内生境差异和生态学过程变化的多样性（McNeely 等，1990）。换句话说，由于地球生物圈内的生态环境和生物群落表现出高度多样化，因此生态系统的类型极其复杂多样，而且所有生态系统也都保持着各自的生态学过程，例如它们的形成和演替过程、生物之间的相互关系、以及物质循环、能量流动和信息传递等功能的运行，彼此都有些差异，这是生态系统之间所表现出的多样性。另外在生态系统之内由于生境和群落的生物种类不同、结构有异、生态学过程不一致，出现了生态系统内的多样性。例如落叶阔叶林生态系统中的栎林、桦林、杂木林等以及栎林中的栓皮栎林、蒙古栎林、辽东栎林、槲树林、麻栎林、锐齿栎林等即是如此。

由生物多样性的上述概念可以看出，基因的多样性导致了物种的多样性，物种和生态系统的多样性包含与显示了基因的多样性；物种多样性与生境多样性构成了生态系统的多样性，而生态系统的多样性对于维持物种和基因多样性也是必不可少的。因此，生物多样性是由遗传多样性、物种多样性和生态系统多样性三个层次相互交织而成的生物 - 生态学复合体系。

二、生物多样性的价值

生物多样性的价值是指基因、物种和生态系统对人类的生存所具有的现实和潜在意义，是人类赖以生存的物质基础。因此，它在社会、经济、文化和伦理等方面的作用和意义是非常重要的。生物多样性的价值包括比较容易观察衡量和能够转化为经济效益的直接使用价值与难以用货币形式表现的间接使用价值和潜在价值三个方面。

1）生物多样性的直接使用价值是多方面的。人类的食物几乎完全取自于生物，历史上曾有约 3 000 种植物被用作食物，另有 7 500 种可食性植物，当前被人类种植的约有 150 余种，其中仅小麦、水稻、玉米三种作物就提供了 70% 以上的粮食。被人类用作食物的动物也有数十种之多。

生物除直接为人类提供食物外，许多野生生物的遗传资源（例如抗病性，抗旱性等）还被用来改良农作物、家畜和家禽的品种，能够大幅度提高农业生产力水平。美国 10 多年前从我国东北引入野生大豆的一个品系，并与当地栽培种杂交，培育出抗旱新品种，比原栽培大豆节水 15%，从而扩大了种植面积，使美国一跃成为最大的大豆出口国。我国猪的遗传多样性对世界猪品种的改良产生重大影响。18 世纪英国引进我国华南猪培育成大约克夏和巴克夏等新品种猪，美国上世纪引进我国华南猪培育成波中猪，都是世界著名的优良品种。

在生物多样性很丰富的地区，由于生物物种间的相互克制，任何一个物种的数量都不可能无

限增长，一般不易发生灾难性病虫害现象，所以利用天敌既防治害虫，又可以减少或避免施用农药污染环境，这也是一种直接使用价值。

生物多样性在医疗卫生方面的价值是巨大的。发展中国家有80%的人口靠传统药物治疗疾病，发达国家也有40%以上的药物源于野生植物。中国利用野生生物入药治病已有数千年历史，使用的药用植物达10 000多种，还有相当多的动物也是重要的药物或是医药研究的重要实验动物。

生物多样性还为人类提供多种工业原料，如木材、纤维、橡胶、造纸原料、天然淀粉、油脂等以及像煤、石油、天然气、薪柴等能源原料。

以上是生物多样性的消费性价值，此外还有非消费性直接使用性价值，即给人类提供欣赏的对象。自然界雄奇的山水与五颜六色的树木花草和千姿百态的飞禽走兽相结合，构成了人们欣赏不尽的美丽风景，为人类提供了优越的生存环境。

2）生物多样性的间接使用价值通常又叫做生态功能，它虽然难以用经济指标来衡量，但其作用也是很显著的。

生物多样性在改善人类生存环境，维持自然界的生态平衡等方面的作用十分明显。它具有保持水土、涵养水源的作用，它还能够减缓气温的剧烈变化、增加空气的湿度和减弱旱涝灾害的发生，从而具有调节气候的作用。生物和生态系统还能够吸收和分解环境中的有机废物、农药和其他污染物，减少空气中的尘埃和细菌的数量，达到净化大气、改善环境的作用。

3）潜在价值或选择价值，即为后代人在利用生物多样性方面提供选择机会的价值。如果这些物种遭到破坏，后代人就没有机会利用它们或在各种可能性中加以选择，因此必须注意保护。

三、全球生物多样性概况及受威胁现状

全球生物多样性极其丰富，这里主要以物种多样性为例予以简述。根据生物学家估计，当今生活在地球上的生物大约有 $5\times10^6\sim10\times10^6$ 种，还有人估计多达 $5\times10^7\sim5\times10^8$ 种。但在科学上进行了分类与命名的仅约为 140×10^4 种（近有报导为 160×10^4 种）。除对高等植物和脊椎动物了解比较清楚外，对其他类群如昆虫、无脊椎动物和一些微生物等还不很了解，表7－2大致反映出世界生物物种的面貌。

表7－2　世界生物物种概貌

类　群	已描述的物种数	类　群	已描述的物种数
细菌和蓝藻	4 760	其他节肢动物和小型无脊椎动物	132 461
藻类	26 900	昆虫	751 000
真菌	46 983	软体动物	50 000
苔藓植物	17 300	海星	6 100
裸子植物	750	鱼类（真骨鱼）	19 056
被子植物	250 000	两栖动物	4 184
原生动物	30 800	爬行动物	6 300
海绵动物	5 000	鸟类	9 198
珊瑚和水母	9 000	哺乳动物	4 170
线虫和环节动物	24 000		
甲壳动物	38 000		
总计　1 435 662种			

（J. A. McNeely 等，1990。引自《中国的生物多样性》，1993）

生物多样性在地球上的分布很不均匀，这主要是由于水热条件的差异、地形的复杂性和地理隔离程度造成的。许多热带岛屿和其他一些陆地地区全年高温多雨、地理位置相对孤立，境内地形复杂，使其生存的生物种类最多。例如仅占全球陆地面积7%的热带森林生活着全世界半数以上的物种。位于热带或部分国土位于热带的墨西哥、哥伦比亚、厄瓜多尔、秘鲁、巴西、扎伊尔、马达加斯加、中国、印度、马来西亚、印度尼西亚和澳大利亚12个生物多样性特别丰富的国家，占全世界所拥有物种的60%~70%甚至更高的生物多样性。巴西、扎伊尔、马达加斯加、印尼4国拥有全世界2/3的灵长类。巴西、哥伦比亚、墨西哥、扎伊尔、中国、印尼和澳大利亚七国具有全世界50%以上的有花植物。表7-3列举了哺乳类、鸟类、凤蝶和种子植物种数最多的前十位国家。中国生物多样性在世界上占有相当重要的地位。与上述情况相反，广大的荒漠区和两极地区生物多样性就显得十分贫乏。

就生物多样性的局部分布来看地区差异也很大。在厄瓜多尔西部1.7km^{2}的里奥帕伦克研究站发现有1 025种植物；澳大利亚西海岸长为260km的宁加卢珊瑚带，发现有170种珊瑚，90种棘皮动物，60种软体动物和480种鱼类。这些都是生物物种多样性极高的地区。相反，在许多冻原和荒漠地区，1.0km^{2}面积内仅有数十种生物或更少。

表7-3　重要生物类群物种数最多的国家

名次	国家	哺乳类	国家	鸟类	国家	凤蝶	国家	种子植物
1	印尼	515	哥伦比亚	1 721	印尼	121	巴西	55 000
2	墨西哥	449	秘鲁	1 701	中国	99~104	哥伦比亚	45 000
3	巴西	428	巴西	1 622	印度	77	中国	27 000
4	扎伊尔	409	印尼	1 519	巴西	74	墨西哥	25 000
5	中国	394	厄瓜多尔	1 447	缅甸	68	澳大利亚	23 000
6	秘鲁	361	委内瑞拉	1 275	厄瓜多尔	64	南非	21 000
7	哥伦比亚	359	玻利维亚	+1 250	哥伦比亚	59	印尼	20 000
8	印度	350	印度	1 200	秘鲁	58~59	委内瑞拉	20 000
9	乌干达	311	马来西亚	+1 200	马来西亚	54~56	秘鲁	20 000
10	坦桑尼亚	310	中国	1 195	墨西哥	52	原苏联	20 000

（McNeely等，1990。摘引自陈灵芝主编《中国的生物多样性》，1993）

自从35亿年以前地球上出现生命以来，由于各种自然原因已经灭绝了难以数计的大量生物，现存的500~1 000万种生物仅是过去曾经生存过的几十亿个物种中的少数幸存者。据研究，脊椎动物种的生存期一般认为是500万年，在过去2亿年中，自然灭绝速率平均每世纪约90余种；高等植物在过去4亿年中，大约每27年灭绝1种。然而随着人口的逐渐增加，不合理的资源开发以及环境污染和生态破坏等，人类的活动使生物多样性受到严重损害，物种灭绝的速率也在不断加快。例如20世纪前的300年里，平均每4年有一种鸟类或哺乳类动物绝灭，20世纪前半期每天约有1~3个物种消失，而现在有报导每小时有1~3个物种被灭绝，每年则有2.7万种灭绝。估计今后25年内地球上将有1/4生物物种濒临灭绝。因此科学家认为，由于人类的活动剧烈地加快了地球上物种灭绝的速度，使现在生物种消失的速度至少相当于自然灭绝速度的1 000倍。

总之，物种和生态系统的灭绝以及随之造成的遗传多样性的损失是不可逆的，也是不可弥补

的。它不但直接减少了人类可利用的生物资源，而且有人认为1种生物物种被消灭，将给依其为生存条件的其他10～30种生物的生存带来威胁。而生物的栖息地缩小和片断化，导致野生生物种内遗传多样性严重丧失，使野生物种对疾病、气候变化、栖息地改变等抵抗力降低；同时还可能导致生物种群数量萎缩，种群间遗传物质交流中断，造成种内不断近亲交配，最终种群遗传纯化，遗传多样性丧失。另据研究，生物多样性是一种非常脆弱的资源，当一个物种被发现个体数量大幅减少而濒危的时候，其遗传多样性已大量地丧失了，从而物种存活的机会已很少，拯救它们使之免于灭绝可能为时已晚。不仅如此，生态系统作为地球的生命支持系统，执行着有普遍意义的功能：更新大气氧、物质循环、保护土壤、调节气候和水文等，这些不仅涉及邻近地区或国家，甚至整个地球，因而生物多样性的丧失不仅是一个国家或地区的损失，也是全人类全世界的损失。

我国国土辽阔，海域宽广，自然条件复杂多样，加之具有比较古老的地质历史，孕育了极其丰富的植物、动物和微生物物种及其繁杂多样的生态组合，是全球12个生物“巨大多样性国家”之一。

（一）中国生态系统的多样性

中国陆地自然生态系统类型繁多，主要有森林、灌丛、草甸、沼泽、草原、荒漠和苔原等。若以群系级类型统计总共有599类。例如森林有212个群系，灌丛有113个群系，温带草原55个群系，荒漠52个群系等。它们之中蕴藏着极其丰富的动植物种类。仅以森林和灌丛为例，其中包含乔木树种2 000多个，灌木6 000多种，它们之中有不少特有种和古老的残遗种。森林是动物的良好栖息地，中国森林中野生动物也极其丰富，估计约有1 800种脊椎动物，其中也有很多珍稀种类。

中国的水域生态系统有河流、湖泊、溪流、水库和海洋等，它们又各自划分为许多类型，多样性程度亦很丰富。

中国是个农业大国，耕作历史悠久，农业生物种类丰富，粮食作物有30多种，蔬菜200多种，果树约300种，还有大量油料、纤维、糖类、香料等植物。它们或单一种植或间作套种，形成丰富多彩的农田生态系统类型。此外还有以经营多年生经济植物的种植园，如茶园、桑园、果园、橡胶林等。

（二）中国生物物种多样性

中国是世界上生物物种最丰富的国家之一。我国的动植物种类虽经科学家们的长期调查研究，但还远未查清，至今仍有不少新的分类群（新种，甚至新目）不断被发现。仅据已记录的主要生物类群的物种总数约110 000种，表7－4列举了各类群的物种数，其中不包括仍然不甚了解的土壤生物和尚未充分认识的（中国应有的）15万种以上的昆虫的大部分。

中国的植物种类非常丰富，仅以裸子植物和被子植物的物种多样性而言，前者全世界有850种，79属，15科；我国就有240种，34属，10科。分别占世界的29.4%、41.5%和66.6%，是世界上裸子植物最丰富的国家，其中含有不少古老的残遗种及单型属种，如银杏、水杉、水松、银杉、金钱松、百山祖冷杉等。被子植物是最年轻的类群，全世界有260 000余种，10 000多属，470多科；我国约有30 000多种，3 100属，300余科。分别占世界被子植物的10%、30%和75%，物种数目仅次于巴西和哥伦比亚，位居世界第三。我国被子植物中也包含有大量古老成分和特有科、属、种，例如伯乐树、连香树、领春木、昆栏树、水青树、珙珦等。

表7-4 中国主要生物类群物种数目及其与世界物种数目的比较

分类群	中国物种数/SC	世界物种数/SW	SC/SW/%
哺乳类	581	4 340	13.39
鸟类	1 244	8 730	14.25
爬行类	376	6 300	5.97
两栖类	284	4 010	7.08
鱼类	3 862	22 037	17.53
昆虫	51 000	920 000	5.5
苔藓	2 200	23 000	9.1
蕨类	2 200~2 600	10 000~12 000	22
裸子植物	约240	850~940	26.7
被子植物	>30 000	>260 000	>10
真菌	7 581	64 082	8.4
淡水藻类	8 979	20 130	45
地衣	<2 000	约20 000	约10

根据《中国生物多样性国情研究报告》整理，1996。

在动物方面，无脊椎动物中以昆虫数目最多，全世界已记述的昆虫 92×10^4 种，中国仅记述51 000余种，占世界5.5%，近十几年来，每年约有500新种发表，但距查清家底相差甚大。而且特有与珍稀昆虫丰富，仅蝴蝶中列入珍稀类的就有9属24种。中国的脊椎动物共有6 347种，约占世界总数45 417种的14%，其中特有种数达667种，约占中国脊椎动物的10%。例如兽类中举世闻名的大熊猫代表着中国特有的科，该科现仅存1属1种；再如白暨豚、麋鹿、藏羚、沟牙鼯鼠等均为中国特有属，各属仅存1种；金丝猴1属4种，中国有3种；岩松鼠1属2种，均见于中国。鸟类中马鸡属3种，除藏马鸡也在邻国分布外，3种均见于中国；全世界鹤类有15种，中国有9种，占一半以上。爬行类的鳄蜥现仅存1科1属1种，为中国特有。扬子鳄只见于中国长江中、下游。两栖类的髭蟾属为中国特有，1属4种均为中国稀有动物。鱼类中的白鲟为中国特有，等等。

中国经过数千年的农、牧、林、渔业发展，培育和驯化了大量经济性状优良的农作物、果树、家禽、家畜等物种以及数以万计的品种。栽培植物和家养动物的丰富度在世界上是独一无二的。粗略统计，中国原产作物237种，现有栽培利用的农作物种和亚种600余个；中国是栽培和野生果树的主要起源与分布中心，果树种数居世界第一，约有300余种；牧草约有4 215种；药用植物11 000种；原产中国的花卉约30属2 238种。中国原产畜禽约200种，现在养殖业利用的家畜、家禽种和亚种有590多个。

(三) 中国生物的遗传多样性

生物物种或品种不同，它们含有的基因和所携带的遗传信息也不相同。中国具有极为丰富的生物物种，因此可以认为它也是世界上遗传多样性最丰富的国家之一，仅以栽培植物和驯养动物而言我国是世界上遗传资源最丰富的国家。在农作物中水稻、粟、黍、稷、裸大麦、裸燕麦、腊质种玉米、荞麦、大豆、小豆等起源于中国，中国还是小麦、高粱的次生起源地。农作物遗传资源的丰富程度是惊人的。例如中国有4个稻种：1个栽培水稻(*Oryza sativa*)、3个野生稻即普通野生稻(*O. rufipogon*)、药用野生稻(*O. officinalis*)和疣粒野生稻(*O. meyeriana*)，其中仅水稻就有50 000个品种。小麦(*Triticum*)为中国第二大作物，分布广泛，约有30 000个品种。玉米(*Zea mays*)传

入中国仅400多年，已成为第三大作物，约有13 000个品种。大豆（*Glycine max*）起源于中国，约有20 000个品种，在世界上是独一无二的，同时还有野生大豆（*G. soja*），分布也很广。果树中苹果属有35种，近200个品种，原产中国的梨属有13种，品种多达3 500个以上。观赏植物中名花甚多，其中菊花有品种3 000多个，牡丹至少有7种，品种在460个以上，梅花的品种也有300余个。其他谷类作物以及薯类、油料、纤维、糖料、烟草、蔬菜、绿肥等农业植物中都有不少种类及大量品种。农作物、果树和观赏植物等的品种数量多，不仅其成熟期和适应性千差万别，而且抗病性、抗逆性、产品品味、质地和化学成分，甚至在远缘杂交中的可交配性均彼此有所不同，充分反映了它们种内遗传多样化特点。

中国也是世界上家养动物品种和类群最丰富的国家之一。据近几年报导，包括特种经济动物和家养昆虫在内，现有品种和类群达2 222个。其中马有66个，驴22个，黄牛73个，水牛20个，牦牛5个，骆驼7个，绵羊79个，山羊48个，猪113个，鸡109个，鸭35个，鹅21个，蚕1 270个，蜂16个，金鱼280多个等。其中不少品种还是我国特有的种类。这些品种都是极宝贵的遗传资源。

总之，中国生物多样性的特点是：物种高度丰富；特有属、种繁多（表7－5），其中不少还是古老的孑遗物种；生物区系起源古老，区系成分复杂；栽培植物、家养动物及其野生亲缘的种质资源异常丰富；生态系统的类型丰富多彩；生物多样性空间分布格局繁复多样。这些都说明了中国生物多样性在全球所处的独特地位。

表7－5　中国特有属和特有种统计

分类群	已知的属或种类	特有属或特有种数	占总属、种/%
哺乳类	581种	110种	18.93
鸟类	1 244种	98种	7.88
爬行类	376种	25种	6.65
两栖类	284种	30种	10.56
鱼类	3 862种	404种	10.46
苔藓	494属2 200种	8属13种	2.0
蕨类	224属2 200～2 600种	6属500～600种	2.3
裸子植物	34属250种	10属	29.4
被子植物	3 123属30 000种	246属17 000种	7.5

摘自《中国生物多样性国情研究报告》，1996

中国生物多样性虽然非常丰富，但是长期以来由于人类对生物生境的破坏，掠夺式的过度利用，环境污染，法制不健全等原因，使中国生物多样性的损失令人触目惊心，现仅举数例说明。例如中国的森林面积13 370×10^4hm^2，仅占世界森林面积的4%，森林覆盖率仅13.92%，与世界平均26%相比低近一半。由于乱砍滥伐、毁林开荒及病虫害的破坏，致使中国森林面积长期处在减少之中。再如天然林由1971～1975年期间的9 817×10^4hm^2，到1981—1985年期间下降为8 635×10^4hm^2。海南岛的天然林覆盖率1956年为25.7%，1983年仅为7.2%。物种也同样受到严重威胁，如表7－6所示。

中国的动物和植物已经灭绝或可能灭绝的情况，按已有资料统计，脊椎动物有犀牛、野生麋鹿、白臀叶猴、新疆虎、普氏野马等10余种，高鼻羚羊在中国境内已经消失；高等植物中苔藓植物有5种、蕨类植物4种、裸子植物崖柏、被子植物有雁荡润楠、喜雨草、陕西羽叶报春等7种；它们均已消失了几十年甚至几个世纪了。至于面临灭绝境地的极危种和濒危物种就更多了，脊椎动物有400余种，种子植物则多达1 019种。如朱鹮、东北虎、华南虎、云豹、大熊猫、蒙古野驴、普氏

原羚、儒艮、坡鹿、金丝猴、野骆驼、白鳖豚等,有的动物数量已经很少了,如海南长臂猿仅余15~20头,野生东北虎在我国境内仅存16~22只。植物有绿毛红豆、绒毛皂荚、盐桦、普陀鹅耳枥、无喙兰、双蕊兰、海南苏铁、印度三尖杉、华盖木、姜状三七、人参、天麻、草苁蓉、肉苁蓉、罂粟牡丹等,其中有些植物种现存不超过10株,而且仅分布于一处。

表7-6 中国主要生物类群的濒危物种数目

类群	物种总数	濒危物种数	濒危物种比率/%
哺乳类	581	134	23.06
鸟类	1 244	182	14.63
爬行类	376	17	4.52
两栖类	284	7	2.46
鱼类	3 862	93	2.41
小计	6 347	433	6.82
苔藓植物	2 200	28	1.3
蕨类植物	2 600	80	3.1
裸子植物	200	75	37.5
被子植物	2 500	826	3.3
小计	30 000	1 009	3.4
合计	36 347	1 442	3.9

植物资料引自《中国生物多样性保护行动计划》,1994;动物资料引自《中国生物多样性国情研究报告》,1996

中国栽培植物和驯养动物由于生态环境严重破坏和优良品种的大力推广,许多古老的名贵品种正在绝迹。如上海郊区1959年有蔬菜品种318个,到1991年只剩下178个,丢失44.8%。我国已经灭绝的家畜品种也不少,如河北定县猪、深县猪,海南峰牛,上海荡脚牛,甘肃高台牛和临洮鸡,湖北枣北大尾羊等。濒危家畜品种更多,如八眉猪、荣昌猪、五指山猪(仅存16头)、关中驴、晋江马、早胜牛、湖羊、同羊、阿拉善驼等。

四、生物多样性的保护

生物多样性的过度开发与消耗和生态环境的大量破坏都可能使物种灭绝、遗传多样性丧失和生态系统退化与瓦解,这不但影响当代人的需要,还将危及后代人的生存和发展。因为生物多样性是人类起源与进化的基础,生物等自然资源的永续利用是保障社会经济持续发展的重要条件。因此,保护生物多样性已成为十分紧迫的任务,保护生物多样性就是保护人类自己。

生物多样性的保护是一项复杂的系统工程,除了要对广大人民群众进行宣传教育,制定有关的法律法规、建立必要的机构和进行国内外合作与交流外,还必须在科学研究的基础上,编辑出版国家或地区濒危动植物红皮书、红色名录,划分物种受威胁的等级,确定优先保护的物种名录和生态系统名录,然后分别情况采取就地保护、迁地保护和离体保存等措施。

(一)就地保护

就地保护就是将有价值的自然生态系统和野生生物物种及其生境在原地划出一定面积,以建立自然保护区和保护点的方式将其严格保护起来,借此保护生态系统内生物的繁衍与进化,维持生态系统的结构和物质能量流动与其他生态学过程的正常进行,即系统整体得到保护。因此,自然保护区是保护生物多样性最有效的措施。

选择和建立自然保护区并确定其级别时，主要是根据它们的典型性、多样性、稀有性、自然性、脆弱性、面积大小，潜在保护价值和科研的潜力等指标决定的。

在选建自然保护区时面积大小很重要，范围太大不便于管理和可能影响周围群众的利益，面积太小犹如孤立小岛或只是生态系统的一个片断。根据生态学规律，含有原生境 10% 的一个保护区，将只能支持原来存在物种的 50%，不可避免地失去许多原有物种，不利于保护目标生物。因此，保护区的面积必须是适宜的。

我国自 1956 年在广东鼎湖山建立了第一个自然保护区起，到 1995 年底已建立各类自然保护区 799 个，总面积 $7\ 185\times10^4\text{hm}^2$，已接近国土面积 8%。另外已有长白山、卧龙、鼎湖山、梵净山、神农架、武夷山、锡林格勒等自然保护区加入世界人与生物圈(MAB)保护区网。还有黑龙江札龙、吉林向海、湖南洞庭湖、江西鄱阳湖、青海鸟岛、海南东寨港等 6 处自然保护区被列为国际重要湿地系统中。

国家森林公园也是就地保护生物多样性的一种形式，它具有保护和旅游双重性质，对保护大面积森林生态系统和某些物种起到了积极作用。

(二) 迁地保护

由于某些动植物物种受到高度威胁，处于严重濒危状态，必须紧急拯救，可将保护对象的部分种群迁出原地以外，在动物园、植物园、水族馆、畜牧场、引种繁育中心等人工保护中心，进行驯养和繁育，使其种群数量不断有所扩大。有些物种待恢复到一定数量后，还可选择适于它们生存的地区，放归大自然，以利于其生存和繁衍。

到 1994 年底，我国已建成 41 个动物园和 110 个植物园和树木园，保存着 600 多种脊椎动物和 13 000 多种高等植物。在全国许多地方还建立了地区性珍稀濒危动植物引种繁育保存中心。

(三) 离体保存

离体保存就是利用现代技术，特别是低温技术，将农作物、家畜、家禽及其野生亲缘种等生物体的一部分进行长期贮存以保存物种的种质。常用的方法是建立植物种子库、动物细胞库等。在过去 10 年中世界上兴建了一批保存重要粮食作物品种资源的种子库，小麦、玉米、燕麦、马铃薯、高粱及水稻等作物的 90% 以上品种资源已收集和保存起来，世界各地种子库中登记入库的植物种质样本已达 200 万个。在动物离体保存方面，一批具有现代化管理水平的细胞库、精子库、配子库和胚胎库已经建成，用超低温技术成功地保存了一批野生和驯化动物的精液、胚胎和组织培养物。

我国是世界上农作物品种资源最丰富的国家之一，已经建立了世界上最大的作物品种资源库。中科院昆明动物所已建立了颇具规模的野生动物细胞库，收集和保存了昆虫、鱼类、两栖类、爬行类、鸟类和哺乳动物的细胞。因此，离体保存也是保护生物多样性，尤其是物种和遗传多样性的重要措施。

主要参考书

1. 北京大学等. 植物地理学. 北京：人民教育出版社，1980.
2. 华东师范大学等. 动物生态学. 北京：人民教育出版社，1981.
3. 中国植被编辑委员会. 中国植被. 北京：科学出版社，1980.

4. E.P.Odum.生态学基础.北京:人民教育出版社,1981.

5. 孙儒泳,李博等.普通生态学.北京:高等教育出版社,1993.

6. 蔡晓明等.普通生态学.北京:北京大学出版社,1995.

7. 国家环保局编.中国的生态农业.北京:中国环境科学出版社,1991.

8. 陈灵芝主编.中国的生物多样性.北京:科学出版社,1993.

9. "中国生物多样性保护行动计划"总报告编写组.中国生物多样性保护行动计划.北京:中国环境科学出版社,1994.

10. "中国生物多样性国情研究报告"编写组.中国生物多样性国情研究报告.北京:中国环境科学出版社,1998

第八章　自然地理综合研究

前面各章分别讨论了地壳、地貌、大气圈、海洋与陆地水、土壤、植物群落与生态系统的基本特征。本章将着重阐明自然地理环境的整体特征、地域分异规律、自然区划、土地类型、人地关系等综合问题。自然地理环境作为一个开放系统、具有整体特征、功能和发展规律。自然地理学的主要任务就是对自然地理环境进行综合研究。在诸如人口剧增、资源趋向枯竭、环境遭受污染与破坏、社会经济的可持续发展面临威胁等一系列全球性问题困扰着人们的今天,这种综合研究不仅重要,而且非常迫切。

第一节　自然地理环境的整体性

一、自然综合体－地理系统－地理耗散结构

部门自然地理学研究自然环境中的个别组成要素或个别运动形式,而自然地理学则以整体自然地理环境及其中的"一系列相互联系和相互转化的运动形式"作为研究对象。这个整体曾经有过许多名称,例如地理壳、景观层、活动层、道库恰耶夫覆盖层、自然地理面等,但应用最广的是自然地域综合体,或自然地理系统,或地理耗散结构。

自然综合体观念的萌芽,至少可以追溯到17世纪,后来随着A.洪堡明确地把"认识多种多样的统一",研究地球表面"各种现象的一般规律和内部联系"当做自然地理学的任务,以及B.B.道库恰耶夫预言将要出现一门研究各自然要素相互联系的学科时,自然综合体观念就已变得十分清晰了。

20世纪中叶,地理学家已经开始运用地理学方法处理其他学科的材料,阐明各自然现象之间的联系,揭示地理过程复杂总体的结构(卡列斯尼克,1947)。稍晚些时候E.索恰瓦提出了地理系统学说。所谓地理系统,是指各自然地理要素通过能量流、物质流和信息流的作用结合而成的、具有一定结构和功能的整体,即一个动态的多等级开放系统。按照伊萨钦科的表述方式,则是"在空间分布上相互联系,并作为整体的部分发展变化的各组成成分相互制约的动态系统(A.Г.伊萨钦科,1979)。

索恰瓦为地理系统学说确定了许多逻辑原则。这些原则不仅是正确而且重要的,也非常有趣。例如:

(1)地理系统各组成要素间的相互联系具有某种自由度。这个原则提醒我们,地理系统各要素间不存在硬性的限定,一些要素的严格规定性不应成为另一些要素变化的障碍。通常情况下,正是要素间相互联系的自由度保证了整体地理系统的长期存在,又不致限制某些组成要素的韵律异常现象。我们或许可以做一个比喻,自然要素间的联系并不像几个机械零件被螺丝"紧

固"在一起那样死板和僵硬。

(2) 地理系统中各种过程或现象之间总是存在着程度不同的因果关系。某些过程或现象间因果关系密切且显而易见，另一些过程或现象间，因果关系可能是间接和不十分密切的。例如，当我们被问到亚马孙平原与撒哈拉沙漠有什么联系？或阿拉斯加海域鱼产丰富与亚洲中部荒漠有何关联之类的问题时，最初的反应可能是两者似乎无关，而实际情况却是东北信风每年从撒哈拉吹送一定量的矿物营养物质沉积于亚马孙平原，西风环流也从亚洲中部干旱区携带营养物质降入阿拉斯加海域。

(3) 分异(Differentiation)与整化(Integration)相互补偿原则。即自然地理环境在外部因素影响和自身发展过程推动下，同时不断发生分异与整化，两种过程互有消长又相互补偿。同质化(Homoginization)作用加强时有利于形成具有均质结构的地理系统，分异作用强盛时则有利于形成具有异质结构的地理系统。

(4) 地理系统尺度理论。地理系统范围大小不同，因而应按长度、面积、体积、时间等划分行星尺度、区域尺度、局地尺度等地理系统。不同尺度地理系统的物质能量交换规模、时间、周期不同，年龄也不一样。高级系统年龄大，低级系统年龄小。

(5) 地理系统中存在关键要素。组成地理系统的各个要素变化速度有快慢之分，变化程度也深浅不一。最积极的和易变化的要素就是关键要素。例如太阳辐射、水和生物既非常活跃，又决定着地理系统基本的动态表现，因此应视为关键要素。

(6) 地理系统的稳定动态。自然界中存在着一种在总的动态转化背景下抑制这种转化，并使地理系统在一定时间内趋于稳定的运动。这种动态形式称为稳定动态或稳态。实际上就是系统内部的一种自我调节能力，其作用在于抵抗对要素相互联系的破坏，并恢复这种联系，保持系统稳定。

继地理系统学说倡导用系统论观点和方法研究地理环境之后，不久之前才兴起的耗散结构理论也被许多学者应用于自然地理环境的综合研究。耗散结构理论的核心内容是，任何远离平衡的开放系统，都能在一定条件下通过与外界的物质、能量交换而发生非平衡相变，实现从无序向有序的转化，形成新的有序结构，即耗散结构。自然地理环境的基本特征决定了它是远离平衡状态的开放系统，因此应是地理耗散结构。地理耗散结构具有一定的抵抗外界干扰的能力，可吸收外界环境的一般性涨落。其结构水平愈高，涨落回归能力即保持系统稳定性的能力愈强。

综上所述，地理环境整体性观念实际上经历了三个发展阶段，即自然综合体阶段，地理系统阶段和地理耗散结构阶段，并分别以从要素相互联系、环境结构、功能和非平衡开放系统角度认识自然地理环境的整体性为特征。

二、自然地理环境的组成与能量基础

(一) 物质组成

自然地理环境的物质组成可以从几个不同层次讨论，化学元素组成是最基本的层次。我们已经知道大气中氮(78.09%)、氧(20.95%)、氩(0.93%)、二氧化碳(0.03%)和其他各元素的容积百分比，也已了解世界大洋水体的化学组成，即氢和氧共占96.5%，其他常量和微量元素共占3.5%。经过几代科学家不断修正的克拉克值，告诉我们岩石圈中氧的重量百分比为46.6%，硅

为 47.2%，铝、铁、钙、钠、钾、镁六种元素共占 24%，其余所有元素不足 2%。生物体的化学组成则以碳、氢、氧元素占优势。总之，水化学、地球化学等学科已经积累了这方面的丰富理论与知识。

但是，对于自然地理环境这种组织水平很高的复杂巨系统来说，仅仅停留在化学元素层次上是不够的。因为化学元素、化合物乃至各种盐类，都不是单独地参与地理环境组成，而是形成某种物质体系，例如以气体物质为主的大气圈，以液态物质为主的水圈，以固态物质为主的岩石圈，以有机物质为主的生物圈等参与地理环境组成的。

三个无机圈层和一个有机圈层作为整体的动态变化和相互作用，使地理环境形成多种成因、多种形态的地貌，复杂的气候、水文特征，丰富多彩的生物群落和类型众多的土壤。而地貌、气候、水文、植物、动物、土壤等，自然成为地理环境的组成要素。这些要素不同于某个单独的物质体系，而是若干物质体系在能量推动下相互作用的产物，例如地貌由内外两类动力推动大气圈－水圈－岩石圈相互作用形成，土壤由无机圈层与有机圈层相互作用派生，水文系水圈物质在其他圈层影响下的动态变化现象等。

在化学元素组成、物质体系即圈层组成、要素组成三个层次中，要素组成最适应自然地理环境复杂巨系统研究的需要。各要素都有自己的发展规律，但并非孤立存在于地理环境中，而是相互依存和相互制约，并力图相互适应的。正是自然地理要素间以物质能量交换为特征的相互作用，使自然地理环境获得了整体性特征，形成了自然综合体、地理系统或地理耗散结构。

（二）能量基础

地理环境的次要能源包括宇宙射线，月球－太阳重力场引起的潮汐能，构造作用转化而成的势能，太阳辐射通过蒸发作用转化而成的势能等。它们或者占份额极低，或者释放速度较慢。

进入地理环境的地球内部核转变能在地球形成初期曾经达到 10^{24}J/a 的数量级，几乎与进入地球的太阳辐射能相当，但经过长期衰减之后，目前只及地球形成初期的 1‰，即大约在 10^{21}J/a 数量级，且其影响主要在火山活动区，地热分布区。

地理环境主要的和稳定的能量供给来自太阳辐射。自地球形成之时起，太阳辐射能在地理环境的发展中始终占据主导地位，而且随着地球内部核转变能的衰减，辐射能的主导地位愈来愈牢固。地球向阳半球面每秒接受太阳辐射相当于燃烧 $4\ 000 \times 10^4$t 煤产生的热量，每年的辐射能则在 10^{24}J 数量级，在现代地理环境的能量收入中占 99.98%。太阳辐射能不仅数量极大，而且质量很高，是一种单位能量熵仅为 1～10 的低熵值能，而地面长波辐射的熵值高达 100。低熵值进入高熵值输出，由此形成的负熵流保证了地理环境的有序发展。

太阳辐射能在地理环境中的分布因纬度而异，总辐射量自北半球回归高压带向两极递减，即以赤道略偏北为轴线在南北两半球呈对称分布。辐射量等值线基本上沿纬线延伸，同一纬度带总辐射量相对一致。例如回归高压带为 3 501.1 kJ/cm^2·a，而 60 度纬线上仅有 1 050～1 400 kJ/cm^2·a，可见差异之悬殊。陆地反射率（17%）高出大洋反射率 10 个百分点，且有地形因素等干扰，因而总辐射量等值线、辐射平衡等值线或多或少偏离纬线方向，同纬度辐射平衡值也比大洋低 350～520 kJ/cm^2·a。

（三）自然地理环境中的能量转化

进入地理环境的太阳辐射能，包括直接辐射和散射两部分，合称总辐射。总辐射是绝大多数自然地理过程，如大气环流过程、洋流、地表径流、成土过程、绿色植物生产过程以及外力地貌过

程的动力学基础。太阳辐射进入地理环境后，被大气、水、地面和土壤吸收并转化为热能，并最终返回宇宙空间，而地理环境则始终保持能量收支平衡。

太阳辐射到达大气圈后，除反射和散射部分外，其余均被吸收并大部用于对流层增温，同时转化为大气长波辐射能源，再次被水蒸汽、二氧化碳和尘埃吸收。地面长波辐射、水汽凝结热和乱流输送的热能均可进入大气，并与太阳辐射热一起，最终以大气长波辐射输出。水圈面积广阔而反射率低，吸收的太阳辐射量大大超过陆地，辐射平衡相当于陆地的 3.67 倍。辐射能影响的深度、热量交换强度均超过岩石圈，参与交换的热量约占辐射收入的 20%。因而水面温度高、变化速度缓慢且变幅较小。陆地表面暖季和白昼接受辐射较多，热流自地表指向地下；冷季和夜晚接受辐射少，热量自下而上传递。年变化深度在热带约 5 ~ 10 m，中纬区 15 ~ 20 m，高纬区 20 ~ 30 m，昼夜变化深度则仅有 0.7 ~ 1.0 m。陆地表面吸收的热量主要消耗于地面长波辐射、蒸发及冰雪冻土消融，但参与交换的热量只及接受辐射量的 1%。植物截留太阳辐射用于自身增温、水分蒸腾和通过光合作用制造有机物质，并将大约 1% 的热能固定在有机体内。

三、地理环境各要素的物质交换

物质交换是各自然地理要素间相互作用和相互联系的主要表现形式之一。物质是能量的载体，因此物质交换与能量传递总是同时进行的。

现代大气组成是大气圈与其他地圈长期进行物质交换的结果。例如，氮是由微生物破坏岩石中含氮化合物后进入大气，并成为其主要成分的。氧是绿色植物光合作用的产物，二氧化碳和其他许多气体也具有生物成因。水分来自海洋和陆面蒸发及植物蒸腾，尘埃和悬浮物体则直接来自岩石圈。

作为水圈主体的世界大洋与外界物质交换的规模也很大。每年约有 $48 \times 10^4 \sim 52 \times 10^4$ km^3 水分自海洋蒸发进入大气，同时有 42×10^4 km^3 降水自大气降入海洋。陆地不仅以地表径流弥补海洋水分消耗，每年还携带 $130 \times 10^8 \sim 500 \times 10^8$ t 固体悬移物质和 $25 \times 10^8 \sim 55 \times 10^8$ t 可溶性盐进入海洋。海洋每年接受大气尘埃更高达 $100 \times 10^8 \sim 1\,000 \times 10^8$ t。目前海水中含有溶解物质 5×10^{16} t，早已不是单纯意义上的水，而成了包容气体、岩石物质和有机物的溶液。

岩石圈表层既有来自大气的氮、氧、二氧化碳和水蒸汽等气体，也有来自大气降水的 Ca^{2+}、Na^+、Mg^{2+}、Co_3^{2-}、Cl^-、No_3^- 等离子。正是因为岩石圈物质与大气和水圈物质的相互交换和渗透，岩石圈表层才成为地理环境各要素相互作用的积极参与者，并通过风化、剥蚀、搬运、再堆积过程不断改变自身面貌，通过成土过程形成派生的自然地理要素——土壤圈。

有机界与其他要素的物质交换同样具有持续不断、规模巨大和影响深远的特点。有机体的组成以碳、氢、氧为主，同时包含许多来自大气、水圈和岩石圈的物质。在生物出现近 40 亿年来，生物已极大地改变了大气、水和沉积岩的组成。除了人们熟知的生物创造了全部游离氧和氮等事实外，我们要特别提到，自地球出现生命以来，创造生物物质累计已达 4×10^{19} t，相当于对流层质量的 1 万倍，海水质量的 30 倍和沉积岩质量的 16 倍以上（伊萨钦科，1979）。地理环境中的所有物质体系，包括沉积岩都已反复被生物加工。可见有机体的全部活动都无例外的同全部自然地理要素相联系。

第二节　自然地理环境的地域分异

自然地理环境的地域分异过程与整化过程是同时并存的。如果没有地域分异过程，地表自然界将成为一种均质体，到处都呈现一种面貌，温度无高低之分，降水量无多寡之别，地势无高下起伏，地形无山地平原，植被或者一律是森林，或者处处是草原，或者只是无涯无际的荒漠……自然景观远离丰富多彩，将显得异常单调。

人类感知地理环境的地域分异现象，可谓由来已久。高纬地区的严寒与低纬地区的炎热，沿海的湿润与大陆腹地的干旱，低海拔平原的温暖与高山的"一山有四季"，都早已出现在古代旅行家、学者和文化人的笔下。但是，从理性上认识到地域分异的规律性并给予科学的表述，仅仅始于19世纪与20世纪之交，距今只有100年左右。

所谓地域分异规律，也称空间地理规律，是指自然地理环境整体及其组成要素在某个确定方向上保持特征的相对一致性，而在另一确定方向上表现出差异性，因而发生更替的规律。一般公认地域分异规律包括纬度地带性和非纬度地带性两类，分别简称地带性规律和非地带性规律。后者又包括因距海远近不同而形成的气候干湿分异和因山地海拔增加而形成的垂直带性分异两个方面。

一、地带性分异规律

（一）地带性规律学说的形成背景

地理学对地域分异规律的研究是由地带性开始的，但不久以后即发现了非地带性规律的存在。

地带性学说堪称近代地理学的经典学说之一。它对科学发展的影响，足以与莱伊尔理论和达尔文学说相媲美。

地理带和地带的概念，追根溯源，应该是指纬度带或纬度地带而言。地带性学说产生的早期背景表明，古希腊罗马时期人们就已进行过划分热带、温带和寒带的尝试。而此前此后，一些幅员广大而历史悠久的国家如中国的典籍、方志和史诗中对不同纬度地区自然景观的描述，也明确反映了气候、植被和农作物的纬度差异。例如成书于公元前300年的《禹贡》，划分当时的中国为九州。其中兖州相当于华北平原。《禹贡》描述兖州"厥土黑坟，厥草为繇，厥木为条"，即土壤为腐殖质含量丰富的灰棕壤，草盛树高。徐州相当于今之鲁南、苏北和皖北，《禹贡》称其"厥土赤殖坟，草木渐苞"。即土壤是发育在红色粘土母质上的棕壤，草木繁茂而错杂丛生。扬州相当于长江下游，《禹贡》称其"篠荡即敷，厥草为夭，厥木为乔，厥土惟涂泥"，即生长多种竹类，草极繁盛而树木极高大，土壤多为沼泽土。兖州最北部到扬州最南部约相差12个纬度，《禹贡》在距今2 300年前就已清晰地描绘了自华北平原暖温带到长江下游亚热带自然景观的地带性变化。

希帕库（公元前194—公元前120）以宽约700斯台地亚（希腊里）间距有规律的纬度带在地图上表现出一系列的克利马特，即纬度气候带。后来斯特拉波（公元前64—公元前23）进一步阐述了气候带系统，指出它们是由距赤道距离、最长白昼持续时间和天文位置决定的，斯氏的巨著《地理学》明确体现了气候与地理纬度相关的思想。

玄奘(600—664)的《大唐西域记》是一个不应忽视的例证。我们发现该书在记述南亚次大陆诸国的气候特征时，仅对其温度状况的定性描述，就使用了20余个词汇，如时唯暑热、暑湿、暑热、温暑、温和、和畅、和洽、调畅、调顺、调适、和、温、渐温、寒暑均、微寒、渐寒、寒、冷冻、寒劲、寒烈、极甚风寒等。并由此论及各国土宜和地利，从而最早揭示了这个次大陆不同纬度间自然气候与农业生产地带性差异的事实。还可以提到沈括(1031～1095)的《梦溪笔谈》。该书指出岭南的草类即使严冬也不凋萎，山西中部一带乔木未到秋季就落叶；两广桃李冬季结果，北方桃李则在夏季开花，并明确指出这是南北气候差异所致。

德国学者A.F.布申(1724—1793)凭借其在俄罗斯的考察经历，第一个划分了俄国的自然地带。A.洪堡(1769—1859)和F.李希霍芬(1833—1905)作为身历亚洲、非洲和美洲许多国家的地理学家，其著作不仅表现了地带性观点，并显然具有自然地带的综合观念。

综上所述可见，中国、俄罗斯和欧洲，很早就已出现地带性学说的思想萌芽。没有这一背景，20世纪初将很难产生这一影响至深至远的学说。

(二)地带性规律学说的本质含义

B.B.道库恰耶夫(1849—1903)是地带学说的创立者。道氏的早期著作已建立自然地带观念，但地带学说却是其晚年总结数十载的研究成果后才最终创立的。1899年他用俄文发表的《关于自然地带的学说》和1900年用法文发表的《土壤的自然地带》包含了对这一学说最完整、最全面和最明确的论述，因而可视为代表性著作。

《关于自然地带的学说》指出，“由于地球离太阳所处的一定位置和地球自转并呈球形，使地球的气候、植物和动物分布均按一定的严格顺序由北向南有规律地排列，从而使地表分化为各个地理带，如寒带、温带、赤道带、亚热带等。但如果成土因子呈带状分布，那么其成果(土壤)在地球上的分布亦当具有一定的地带性。这些地带或多或少与纬圈平行。”文章还指出，“所有那些所谓自然力，如水、土地、火(热与光)和大气，与动物界、植物界一样……在固有的一般特征上，更形成了鲜明的、不可磨灭的、环球地带性规律的特征。”

在《土壤的自然地带》中，道库恰耶夫确立了土壤是一种独立自然体，并能完全充分反映自然界整体特征的观念。他进一步把北半球细分为极北带(苔原带)、北方森林带、森林草原带、草原带、干草原带、干旱带(荒漠带)和亚热带等7个带。显而易见，这种划分是以欧亚大陆内部为依据，没有考虑大陆东西近海岸带的情况。欧洲尤其是俄国缺乏低纬度土地，因此道氏也未划分热带。值得称道的是，道库恰耶夫并不认为地带性规律是绝对的或惟一的规律。他富有远见地指出，“自然带是一种图式，也可说是一种规律，但它只是在地球的高出大洋平面不超过300 m的那些部分才能表现为理想的形状。”道氏还特意提醒人们：“水平土壤带和自然带的完整性不免在这里那里发生重大的偏差。”几乎可以肯定，道库恰耶夫已经暗示这些偏差乃是另一种地域分异规律的表现。

道库恰耶夫自然地带学说，即纬度地带性规律学说的要点可以概括为：①太阳辐射能是自然带和自然地带形成的能量基础；②由宇宙－行星因素如日地距离、地球形状和黄赤交角等引起的太阳辐射能在地表不同纬度区域的不均匀分布，是形成自然带和地带的动力学原因。有必要特别指出，道库恰耶夫在100年前能够注意到日地距离对地表自然界地域分异的作用，确实难能可贵。须知，如果地球处于水星的位置，年平均温度将比现在高数倍；如果处于冥王星的位置，则温度可能只及现在的1/1 600。无论处于上述哪一种情况，地带性规律都将表现得相当微弱，无助

于改变全球高温或极端低温的状况。③带和地带只在理想状况下呈东西方向延伸，并具有环球分布特点，同时沿南北方向发生更替；①地带性规律并非惟一的空间地理规律，客观上应存在另一种规律。至此已不难看出，道库恰耶夫的地带和带，实质上是纬度地带和纬度带。

（三）地带性规律研究的近期发展

地带性学说问世后，一方面在20世纪前半叶长期受到怀疑，另方面也在实践中不断得到充实、完善和发展。具体表现在①查明了不仅各自然地理要素如地貌、气候、水文、土壤、植被和动物界具有地带性特征，而且由这些要素组成的自然地理环境整体也具有地带性，从而形成了一系列大致呈东西向延伸的地带性自然区域；②对地带性规律的研究由陆地扩展到海洋，并在海洋上发现了大量地理地带性证据。Д.В.波格丹诺夫并据此划分出了11个世界大洋自然带；③突破了单纯考虑热量的局限性，发现了水分尤其是水热组合关系在地带和亚地带地域分异中的重要作用。为了阐明自然地带分布与水热组合之间的关系，М.И.布迪科以辐射干燥指数（$K=\frac{R}{Lr}$，R 为辐射平衡值，L 为蒸发潜热，r 为年降水量）为指标划分苔原（$K<0.35$）、森林（0.35~1.1）、草原（1.1~2.5）、半荒漠（2.3~3.4）、荒漠（>3.4）等，并与A.A.格里高里耶夫一起建立了地理地带性周期规律（表8-1）。④揭示了沿岸和内陆腹地纬度地带谱全然不同的事实，П.С.马克耶夫并以欧亚大陆为样本，建立了理想大陆各自然地带相互关系的图式，修正了自然地带环球分布

表8-1　地理地带性表

（据A.A.格里哥里耶夫和М.И.布迪科）

热能基础-辐射平衡 kJ/cm²·a	湿润条件-辐射干燥指数								
	<0（极端过度湿润）	0~1					1~2（中度湿润不足）	2~3（湿润不足）	>3（极度湿润不足）
			过度湿润			适度湿润			
		0~0.2	0.2~0.4	0.4~0.6	0.6~0.8	0.8~1			
<0（高纬度）	Ⅰ 多年积雪	—	—	—	—	—	—	—	—
0~209（南极、亚北极和中纬度）	—	Ⅱa 北极荒漠	Ⅱb 苔原（南部有岛状疏林）	Ⅱc 北泰加林和中泰加林	Ⅱd 南泰加林和混交林	Ⅱe 阔叶林和森林草原	Ⅲ 草原	Ⅳ 温带半荒漠	Ⅴ 温带荒漠
209~313.8（亚热带纬度）	—	—	Ⅵa 具有大量沼泽的亚热带半希列亚群落（гемигилея）区	Ⅵb 亚热带雨林			Ⅶb 亚热带草原 / Ⅶa 亚热带硬叶林与灌丛	Ⅷ 亚热带半荒漠	Ⅸ 亚热带荒漠
>313.8（热带纬度）	—	—	Ⅹa 赤道沼泽占显著优势的区	Ⅹb 强度湿润（强度沼泽化）赤道林	Ⅹc 中等过度湿润（中度沼泽化）赤道林	Ⅹd 过渡为明亮热带森林和多林萨王纳的赤道林	Ⅺ 干旱萨王纳	Ⅻ 荒漠化萨王纳（热带半荒漠）	XIII 热带荒漠

注：编制本表所用的辐射平衡值是代表湿润下垫面条件的，干旱区实际的辐射平衡值要小得多

的观念。⑤确认了非地带性区域内仍有地带性分异存在。例如东亚季风区作为亚欧大陆东海岸最高级的非地带性区域，其境内因地带性分异而形成了自泰加林到热带雨林的非常完备的纬度地带谱。俄罗斯平原、西西伯利亚低地和中西伯利亚高地都是非地带性区域，其内部同样表现出地带性分异。我国干旱区内温带与暖温带的分异，甚至面积不大的四川盆地内部北亚热带、中亚热带和川南一隅河谷区南亚热的分异，都是非地带性区域内发生地带性分异的典型事例。由于这类分异所形成的自然带或地带只是该纬度上相应的带或地带的一个分离的段落，因此被称为带段或地带段。非地带性区域内的地域分异也就被称为带段性分异。⑥许多学者致力于地带性规律的量化和模型化研究，如福比(Forbe)以

$$T = 44.9\cos^2(\varphi - 6.5) - 17.8$$

的余弦平方函数模式，表达北半球海平面气温 T 随纬度 φ 变化的规律。今西和 Kawakita 提出以温暖指数(Warm Index，即 W.I.)和寒冷指数(Coldness Index 即 C.I.)划分自然地带，特别是山地垂直带的方法

$$W.I. = \sum_{1}^{t}(t - s)$$

$$C.I. = \sum_{1}^{n\quad t}(t - s)$$

W.I.为 >5℃的月平均温度总和，C.I.为 <5℃的月平均温度总和。A.A.格里高里耶夫和 M.И.布迪科以辐射平衡值 R 为划分热量带的指标，规定 $R < 84\ kJ/cm^2 \cdot a$ 为寒带，$84 \sim 146\ kJ/cm^2 \cdot a$ 为亚寒带，146 ~ 209 为温带，209 ~ 314 为亚热带，> 314 为热带。黄秉维则以≥10 ℃积温为指标划分中国的热量带，即≥10 ℃积温小于 1 700 ℃为寒温带，1 700 ~ 3 200 ℃为温带，3 200 ~ 4 500 ℃为暖温带，4 500 ~ 8 000 ℃为亚热带，8 000 ~ 9 000 ℃为热带，约 9 500 ℃为赤道带。这一指标 40 余年来在我国被广泛应用。

我国学者对地带性规律的模型化表述值得特别一提：

牛文元(1980)假设地球是一个均匀光滑连续的几何球体，既无海陆差别，也无地势起伏。在此情况下，太阳辐射能的纬度分布将显示出近乎完美的数学规律，即理想模式。现实地球表面虽然既有海陆之分，陆地地势高低也大不相同，但宏观上仍然是一个球体。牛氏认为，地表状况无论怎样复杂，自然地带性所表现的基本事实，仍然可以归结为地表对太阳辐射能量的响应。他按传统习惯，选择植被和土壤作为自然地带性的“影子”，以雪线、高山寒漠土界线、树线与纬度的关系构建了下列数学模式。

$$\lg H = b\varphi + a$$

$$H = e^{2.3(b\varphi + a)}$$

式中，H 为临界高度；φ 为纬度；a、b 为常数。这显然是一个指数模式。

牛文元认为，从低纬海平面某点沿水平方向至高纬和沿垂直方向至高空都可找到各自对应的相同能量带即空间域。将水平地带性与垂直带性和二维空间的组合联系理论化，建立综合表达式，就可推广到三维空间。

本书稍后将会提到，垂直带并不是纬度地带的拷贝或缩影，全球任何地区都不存在某个山地垂直带谱与纬度地带谱完全相同的样本。同时沿海和内陆纬度地带谱还存在重大差别，因此，这个模式有一定缺陷。

蒋忠信(1982)指出上述模型仅仅是经验的和区域性的,而不是理想的和理论的。他认为用指数模型描述地带性规律有困难,指出了牛氏的计算错误,并提出了一个正态频率分布函数曲线模型

$$H = ae^{-b(\varphi - d)^2} - c$$

式中,H 为临界高度;φ 为纬度;a,b,c,d 均为正数。根据后一模型计算结果,不同纬度的雪线、高山寒漠土界线和树线高度都比较接近实际(图 8-1)。

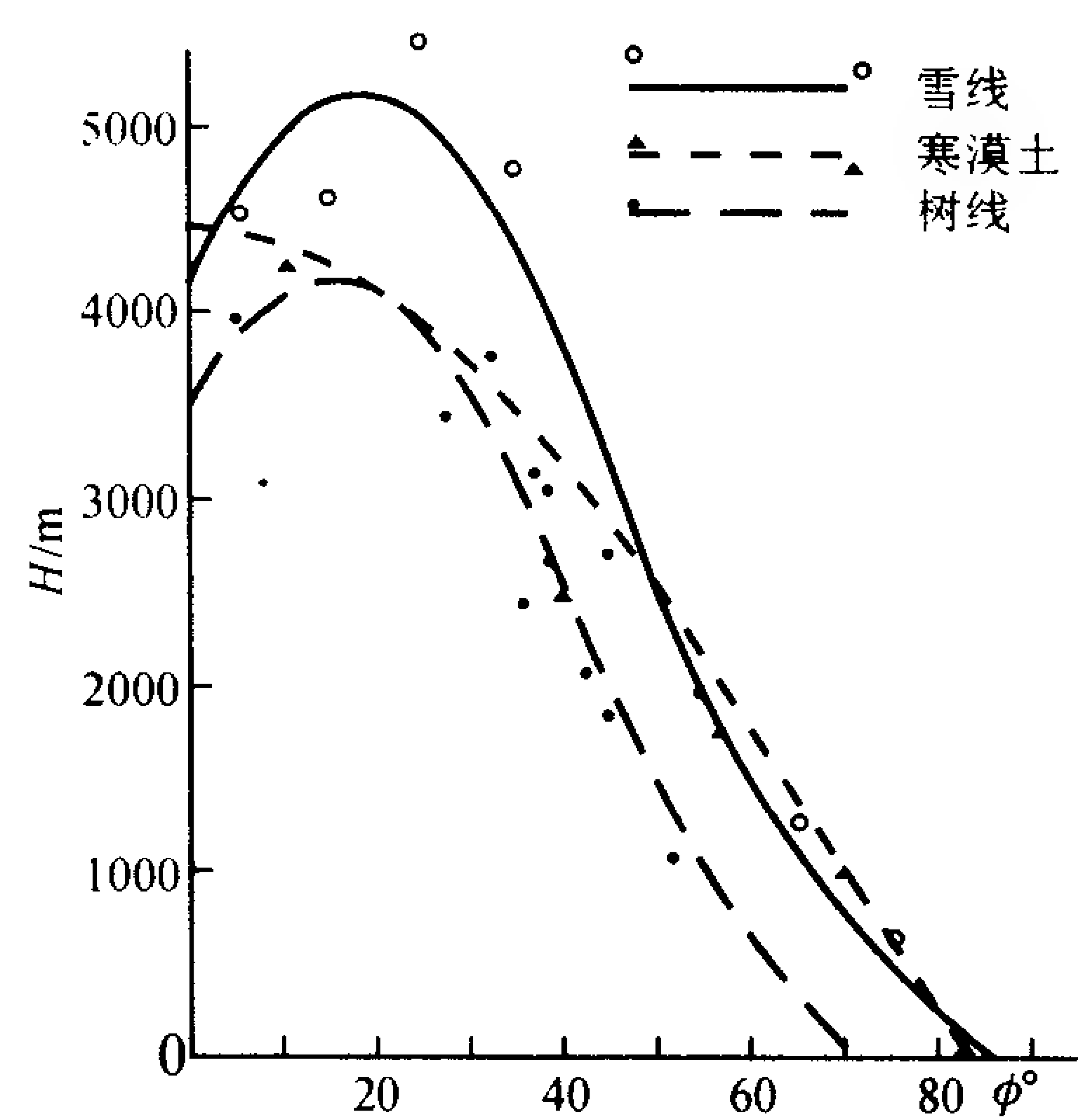


图 8-1 自然地带分布高度 H 随纬度 φ 的变化
(据蒋忠信,1982)

近年还有学者用可拓工程方法和主成分分析方法建立物元模型,划分自然带界线。实际上也属对地带性规律的理论探索(晏路明,1999)。

二、非地带性规律

地带性规律毕竟不是惟一的空间地理规律。越来越多偏离纬度现象的发现,使一些学者对地带性学说提出了猛烈的,火药味十足的批评。认为地带性学说是一种"有害的偏见","从逻辑上否定"者有之(Б.Б.波雷诺夫,1932);反对把土壤地带看做固定不变的绝对概念者有之(А.И.普拉诺索夫,1939);以斯堪的纳维亚西部按其地理位置应属泰加林地带,而事实上不然,以及加利福尼亚和阿帕拉契亚纬度相同,而自然景观迥异为例,否认地带性规律的普遍意义者有之(В.И.莫纳霍娃,1940);认为地带学说既不适合中亚,也不适合当时苏联欧洲部分者也有之(М.Г.波波夫,1946),甚至还有学者嘲笑地带性学说是一种陈旧的形而上学见解,同把黑钙土当做黄土一样陈旧(В.Р.威廉斯,1947)。

批评伴随着探索。地带性学说一度因批评而陷入危机,但最终依然获得公认。而 20 世纪第二个 10 年中,非地带性概念与"经度地带性"概念几乎同时应运而生。非地带性显然指非纬度地带性。

地球的内能是非地带性地域分异的能量基础。这种核转变能导致海底增生、板块移动、碰撞和大陆漂移,形成地球表面海洋与陆地的随机分布,致使地壳断裂、褶皱、隆升或沉降,形成巨大的山系、高原和沉陷-断陷盆地。因此,海陆分异,海底地貌分异,陆地上大至沿海-内陆间的分异,小至区域地质、地貌、岩性分异,以及山地、高原的垂直分异,均属非地带性分异范畴。

(一) 海陆分异

长期以来,人们较多地关注海陆分布而在相当程度上忽视了海陆分异命题。实际上,海陆分布乃是地球表面最大尺度的非地带性地域分异——海陆分异的外在表现形式。地壳大洋化既造成该部分地壳变薄,又使之下沉,而陆壳则既厚又大多处于隆升状态,其结果是形成了地球表面两个最大的自然地域系统:海洋地域系统与陆地地域系统。

海洋与陆地的分化过程,海陆平面形态,海陆面积比、大陆瓣组合形式,海洋平均深度与大陆平均高度等,均与太阳辐射的纬度差异无关。因此毫无疑问是纯粹的非地带性分异。

(二) 陆地干湿度分带性与所谓"经度地带性"

陆地自然界的干湿度分带性,主要是指在热量背景相同或近似的各纬度区域内部,以年降水

量由沿海向大陆腹地方向递减为契机，所引发的区域自然景观及其各组成要素的变化。中纬度沿海地区多为森林地带，随着向内陆的深入，自然景观依次转变为森林草原地带、草原地带、荒漠草原地带和荒漠地带。

全球陆地年降水量的89%来自海洋湿润气团，而海陆间的水分交换强度愈深入内陆愈弱，因此干湿度分带性与大陆广狭和海岸线走向有着极为密切的联系。当大陆足够广阔时，干湿度分带性应该表现为以海岸带为起点，以内陆荒漠为中心的多向辐合式变化。例如亚洲中部荒漠作为亚欧大陆中纬度区干湿度分异的辐合中心，应是北西－南东与南西－北东、北东－南西与南东－北西诸方向上，年降水量自沿海向内陆递减和干燥度递增的结果，与亚洲中部的经度位置完全无关。

干湿度分带性又叫省性或相性分异，是地域分异的一种表现形式。为便于学生理解，我们不采用"省性"和"相性"称谓。

有必要强调指出，大约在20世纪20年代初，几乎与非地带性概念出现的同时，地理文献中出现了"经度地带性"概念，并迅速被许多学科广泛采用。我国的许多地理类著述，包括一些经典著作、辞书以及大学、中学地理教科书中也频繁使用这一术语，并以之与纬度地带性概念相提并论。甚至把这个所谓的"经度地带性"当作地带性的一种，因而有所谓的"广义地带性"和"狭义地带性"之分的说法，这是极不妥当的。普遍的误识加上广泛的误导，已经造成了地域分异理论研究的混乱，这里有必要予以澄清。

如前所述，地带性就是指纬度地带性，而非地带性则包括干湿度分带和垂直带性。纬度地带性概念的科学性在于，由辐射平衡值和物质能量交换强度决定的地带性景观特征，尽管在这里或那里不免受到非地带性因素的干扰，但总体上仍与特定纬度值保持着确定性关系。例如，当人们提及北纬5°，25°或65°时，自然就会联想到赤道雨林，回归线沙漠或苔原带。然而，地表自然界的干湿度分带性与任何经度值都没有这种确定性关系。当提到东经90°线时，面对割据经线的极地冰雪带、苔原、森林苔原、泰加林、温带草原、荒漠以及青藏高原上的高寒荒漠、高寒草原、高寒草甸等众多纬度和非纬度自然地带，经度对自然界的地域分异究竟起着什么作用就大可置疑了。

实际观察到的干湿度分带界线绝不与经线平行，却与海岸线轮廓有着某种近似；地带更替方向绝不与经线垂直，却或多或少与海岸线垂直。经度地带性概念不能反映地域分异的客观实际，不具备科学性，我们主张予以摈弃。

（三）具有构造－地貌成因的区域性分异

通常情况下，大地构造总是有其地貌表现，一个大地构造单位总不免有其相应的地貌单元。例如，强烈隆升的地块表现为大高原，相对下沉的地块表现为盆地或平原，巨大的板块缝合带或地槽褶皱带表现为大山系，即一个大地构造单位首先形成一个地貌区。其发生统一性导致区域特征的相对一致性，于是进而形成一个自然区。天山山地、塔里木盆地、青藏高原、东欧平原、蒙古高原、科迪勒拉山地、密西西比平原、亚马孙平原、巴西高原等都是各自具有特殊构造－地貌分异背景的自然区。山地、高原和平原内部的次级构造－地貌分异，同样可以形成次级自然区。任何大高原或大平原都绝不可能具有几何平面性质，任何大山系也都不可能在其延伸的全部距离上保持相同的海拔、走向和其他山文结构特征，因此，发生次级分异并形成次级自然区乃是必然现象。

（四）具有地方气候背景的地域分异

近海岸区、湖区、森林区、灌区与城市都有其气候特点，这类地方气候造成的地域分异，涉及范围虽然较小，但其作用仍不可忽视。在有些地区，地方风也是一个重要的地域分异因素。

除去东北信风作用下的非洲西海岸外，海岸带一般比较湿润，在海陆风影响下气温变幅也较小；湖区有湖陆风形成，除相对湿度较高外，热量特征更接近偏低纬度的地区；林区和灌区的地方气候与海岸带和湖区相似；城市气温比所在地区偏高，风速减小、温度较低而降水量偏多。所有这些地方气候都可导致特殊自然地理环境的形成。

地方风对地表自然界的地域分异有着特殊的影响。地方风塑造的地貌景观常常成为一个区域的标志性特征从而有别于另一区域。我国东北中部西风走廊坨子与甸子的排列，毛乌素沙地中沙带与洼地的分布，都是地方风作用的结果。一些著名风区如我国西北的老风口、阿拉山口、达坂城、七角井、罗布泊、玉门镇、西柴达木等，均以多风为特色，其中的大部分地区还广泛发育风蚀地貌。撒哈拉沙漠的西蒙风、喀新风，中亚卡拉库姆沙漠的阿富汗风等，对当地的地域分异也有显著影响。

（五）垂直带性分异

这是山地特有的地域分异现象。当山地具有足够的海拔和相对高度时，随着地面高度的增加，气温递降，一定范围内降水量递增，不同高度层带水热组合特征各异，首先形成气候垂直带，进而导致其他自然地理要素发生相应变化，形成地貌、植被、土壤等垂直带和自然景观垂直带。

山麓所在的水平地带就是垂直带的基带。基带以上各垂直带按一定顺利排列，则构成垂直带谱。垂直带谱的性质可概括为以下几点：

（1）基带为海洋性纬度地带，垂直带谱也将具有海洋性特征，即各类森林带在带谱中占显著优势；反之，如基带为荒漠或半荒漠带，则垂直带谱呈大陆性特征，即森林带或完全缺失，或带幅十分狭窄。

（2）垂直带谱中不出现比基带纬度和海拔偏低的带。因此，在山地海拔相同和其他条件相近的情况下，低纬区山地垂直带数量较多；高纬区山地垂直带数量较少；山麓海拔低、相对高差大的山地垂直带谱结构较山麓海拔高、相对高差小的山地更完备而复杂。亚热带高山通常有 8～9 个垂直带，高纬区高山若以泰加林或苔原为基带，则至多只有两个垂直带。例如，大雪山有 8 个垂直带，与之海拔相近，但山麓过高的唐古拉山北坡，通常不超过 3 个垂直带。

（3）垂直带谱上部是否出现高山冰雪带，取决于山地海拔是否突破当地雪线高度。雪线一方面受太阳辐射影响，因而总体上呈自赤道向极地降低的趋势；另方面受固体降水量多寡的制约，因而事实上不是最热的山地而是最干旱的山地成为雪线位置最高的地方。所以，某些发育海洋性垂直带谱的山地，3 000～4 000 m 以上即为高山冰雪带，而另一些极旱山地，超过 5 000 m 仍只有高山寒漠。

（4）山地垂直带在数千米高度内完成了水平地带需要数千千米才能完成的地带更替。但垂直带遵循自身的发育规律，并不是纬度地带的缩影。珠穆朗玛峰南坡垂直带几乎完全不能与珠峰以北直到极地的纬度地带相对应即是一例。全球分布最广的苔原和泰加林两个地带，在任何中低纬山地中都不以垂直带出现又是一例。

（5）同一山地的不同地段和坡向，带谱组成或同一垂直带的分布高度都有很大差别。进行垂直带谱的比较研究就成为山地景观研究的重要途径之一。

三、地域分异的尺度

上述两种地域分异规律同时对地表自然界发生作用,但其表现形式和影响范围却非常不同。有的地域分异无分海陆,涵盖全球;有的分别涉及整个海洋或整个大陆;有的影响到一个广大的区域。所有这些都可视为大尺度地域分异。有的地域分异只在一个自然带或地带内部、一个山地、盆地或平原内部发生作用,可称为中尺度地域分异。还有一些仅仅表现在一个谷地或丘陵内,一片绿洲或小沙漠内,一个洪积倾斜平原内,一块干三角洲内,甚至一面山坡、一组河谷阶地间,则是小尺度地域分异。

(一) 全球性地域分异

热量带及在其基础上形成的气候带,贯穿海洋和陆地,这种地带性地域分异属于全球性分异。非地带性的海陆分异及海陆起伏,前者形成了地球表面两个最大的地域系统:由四大洋组成的海洋系统和由七个大陆组成的陆地系统;后者则导致海洋内部形成海沟、洋盆、洋中脊、大陆坡、大陆架,陆地表面形成平原、盆地、山地与高原。两者都是全球性地域分异的表现。

(二) 全海洋和全大陆地域分异

纬度地带性分异使海洋和陆地各自分化为若干自然带和地带,但海洋自然带并不延伸到陆地,陆地自然带总是在大陆东西边缘被海洋切断。因此,纬度地带性既是全海洋的,也是全大陆的地域分异,干湿度分带性在陆地最广的北半球中纬度地区表现最明显,在其他纬度区也有不同程度的表现,应属全大陆地域分异范畴。陆地上巨大的南北向、东西向或其他走向大地构造单元或这类构造单元的集合体,在地貌上表现为巨大山系或高原,如科迪勒拉山系、伊朗高原 - 帕米尔 - 青藏高原,或纵贯南北美洲,或横贯亚洲大陆,也是全大陆地域分异。

(三) 区域性地域分异

区域性大地构造 - 地貌分异、地带性区域内的非地带性分异、非地带性区域内的地带性分异,统属区域性地域分异。以区域性大地构造为背景,常常形成相应的地貌区,尽管两者的界线并不完全吻合,但通常不会相差太大,这个地貌区因其海拔、热量、水分特征等相对一致,最终形成一个自然区。如果其面积很广阔,就应归入区域性分异。青藏高原即是一个例证。地带性区域内的非地带性分异(省性分异)和非地带区域内的地带性分异一般也需要较大的空间才能充分表现,故都应视为区域性分异。

以上三种地域分异,都是大尺度分异。

(四) 中尺度地域分异

包括由高原、山地、平原内部地貌差异引起的地域分异,地方气候(如林区气候、灌区气候、海岸气候、湖区气候、城市气候)和地方风引起的地域分异,以及山地垂直带性分异等。高原上一部分突起为山脉,一部分下陷为盆地,一些地区被河流切割为深峡谷,一些地区发育冲积平原,这类分异导致高原内部形成次级自然区,与造成整个高原的地域分异相比较,尺度自应略小。地方气候影响范围有限,地方风通常也不可能涉及广大地区,所以都属中尺度分异。

(五) 小尺度地域分异

由局部地势起伏、小气候差异、岩性与土质差异、地表水与地下水的聚积和排水条件不同等引起,通常只在小范围内发生作用的地域分异,均属小尺度地域分异,可看做非地带性分异的微

观表现形式。即使在一个很小的区域内，地貌部位的变化也可以导致水分与热量的重新分配从而形成不同的小气候和植物群落。不同地貌部位还具有不同的外动力作用特点，例如山坡稳定性较差，阶地易遭受侵蚀切割，河漫滩却以堆积作用占优势，等等。岩性变化引起地域分异的例子更多。一个软硬岩层交错分布的河谷，软岩层段常形成河谷盆地，硬岩层段则形成峡谷；软岩石组成的山坡通常比较和缓，坚硬岩石如砾岩、花岗岩则形成悬崖峭壁。土壤继承母质特征而使pH值差别较大时，即使气候条件完全一致，也可以分别生长喜酸或喜碱植物，因而群落类型迥异。

不同尺度的地域分异间，具有从属关系。大尺度分异构成较小尺度分异的背景，小尺度分异则是较大尺度分异的基础。

四、地域分异规律的相互关系

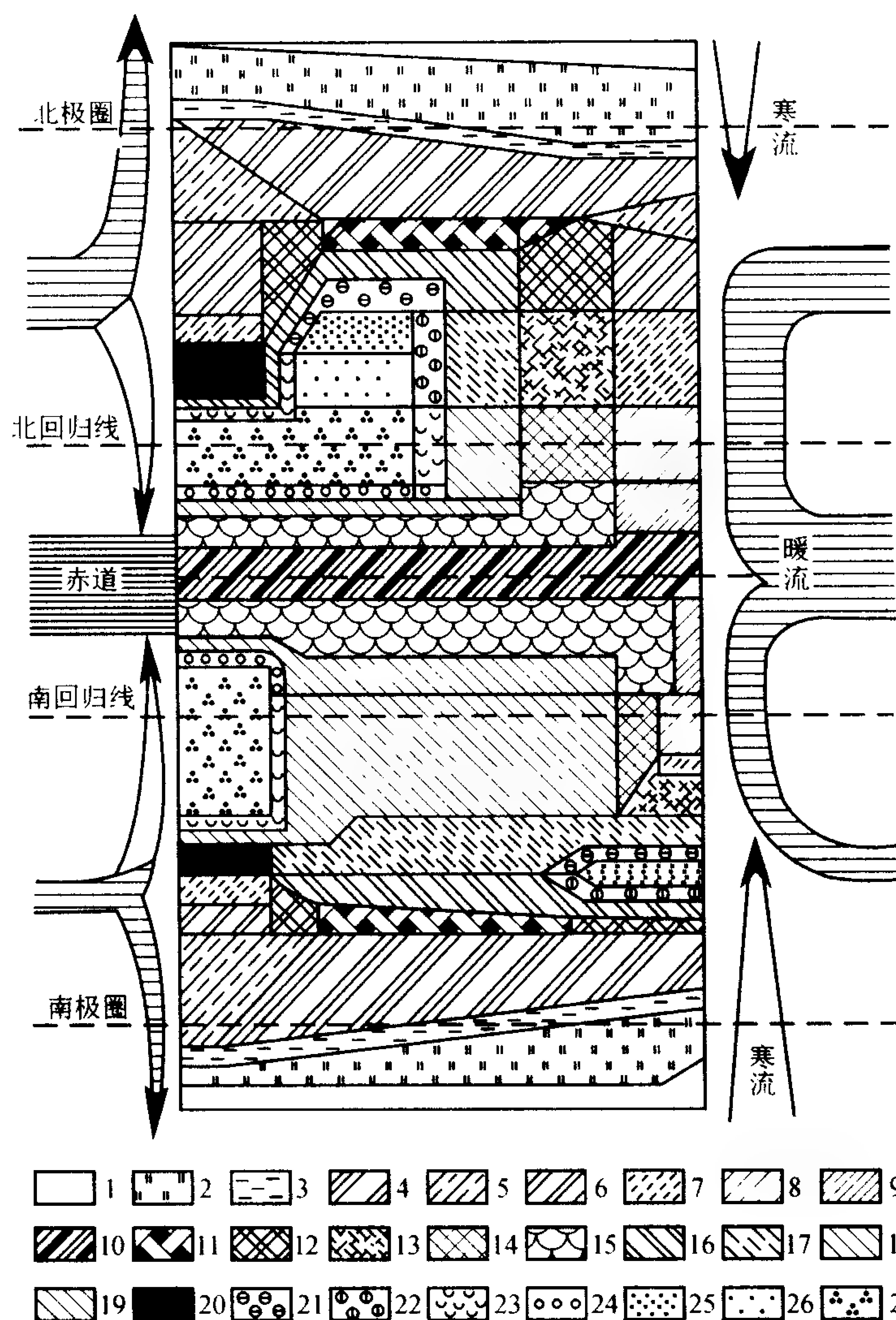
地带性与非地带性地域分异规律虽然互不从属，却总是共同对一个区域起作用，并总是相互制约和相互干扰。因此，实际表现的地域分异现象非常复杂。

Π.C.马克耶夫显然是以亚欧大陆作为理想大陆，划分出27个自然地带，并对其相互关系进行了图解(图8-2)。他认为自然地带的更替有以下五个特点：①南北两半球地带谱基本对称。②环球分布的自然地带只限于极地、高纬和赤道区域。其他纬度区则出现干湿度分带，即从沿海岸森林地带经草原地带到内陆荒漠的变化。③除寒洋流经过地外，大陆两岸基本上分布各种森林地带，并向极地过渡到苔原地带，从而形成海洋性地带谱。④大陆内部则为大陆性地带谱，即自荒漠地带开始，经草原、泰加和苔原最终过渡到极地冰雪长寒地带。泰加林是寒温带大陆性气候条件下的地带性森林，因此在西岸海洋性气候下发生尖灭，在东岸变窄。⑤在寒暖洋流发生分歧的沿岸区，出现一种特殊的海洋性地带——地中海地带，以具有冬湿夏干的地中海气候及与之相应的常绿-夏季落叶灌木混交林和发育典型褐土为特征。

布迪科与格里高里耶夫为了阐明自然地带分布与水热对比的关系，以辐射平衡值 R 为纵坐标，以辐射干燥指数 K 为横坐标，以两条曲线把某个辐射平衡幅度与干燥指数幅度勾画出来，清楚地显示了自然地带与水热条件的关系(图8-3)。从图中可以发现，苔原地带 R 与 K 双双最小，因而最接近坐标原点。各类森林 R 值差别极大，K 值稳定于0.35~1.1之间，因此集中分布于此段横坐标内，并依 R 值大小顺序分为赤道雨林、热带雨林直到针叶林。草原 K 值为1.1~2.3，但 R 值变幅仍较大，因此分别形成热带稀树草原和温带草原两类自然地带。半荒漠与荒漠 R 值中等而 K 值变化大。因此居于横坐标右端。

由此看来，无论起因于地带性分异还是非地带分异，水热组合关系的变化都是促使自然地带在水平方向上发生更替的直接原因。当热量分异起主要作用时，水平地带强烈表现出纬度地带性质，例如亚欧大陆两岸的地带变化；当水分分异起主要作用时，水平地带实际上成为干湿度地带，如亚欧大陆东西两岸向亚洲中部的地带更替与美洲西部的地带更替。也有些呈过渡状态，热量分异与水分分异难分高下，自然地带偏离纬线而呈斜向分布。

水平地带与垂直带的关系非常复杂。表面上看来，从低纬向高纬的纬度地带性变化，或山地自下部向上部的垂直带性变化都以温度递减为主要原因，而一个水平地带既是由此向高纬更替的起始地带，又是山地垂直带的基带。似乎两类带谱就应该完全相同，只是一个在南北方向上延



1. 长寒地带；2. 苔原地带；3. 森林苔原地带；4. 泰加林地带；5. 混交林地带；6. 阔叶林地带；7. 半亚热带林地带；8. 亚热带林地带；9. 热带林地带；10. 赤道雨林地带；11. 桦树森林草原地带；12. 栎树森林草原地带；13. 半亚热带森林草原地带；14. 亚热带森林草原地带；15. 热带森林草原地带；16. 温带草原地带；17. 半亚热带草原地带；18. 亚热带草原地带；19. 热带草原地带；20. 地中海地带；21. 温带半荒漠地带；22. 半亚热带半荒漠地带；23. 亚热带半荒漠地带；24. 热带半荒漠地带；25. 温带荒漠地带；26. 半亚热带荒漠地带；27. 亚热带荒漠地带

图 8－2　理想大陆上各自然地带相互关系图解(据 П.С.马克耶夫)

伸数千千米，另一个在垂直方向上延伸数千米，后者仅仅是前者的浓缩。但事实不然。第一，温度的纬度变化缘于太阳辐射的纬度变化，温度的垂直变化却并非由太阳高角度大小不同所引起，而是因海拔愈高接受地面长波辐射愈少所致。第二，降水量的纬度分布与垂直分布遵循完全不同的规律。因此，当某个纬度地带与比其偏低纬度的某个山地垂直带具有相同的热量特征时，两

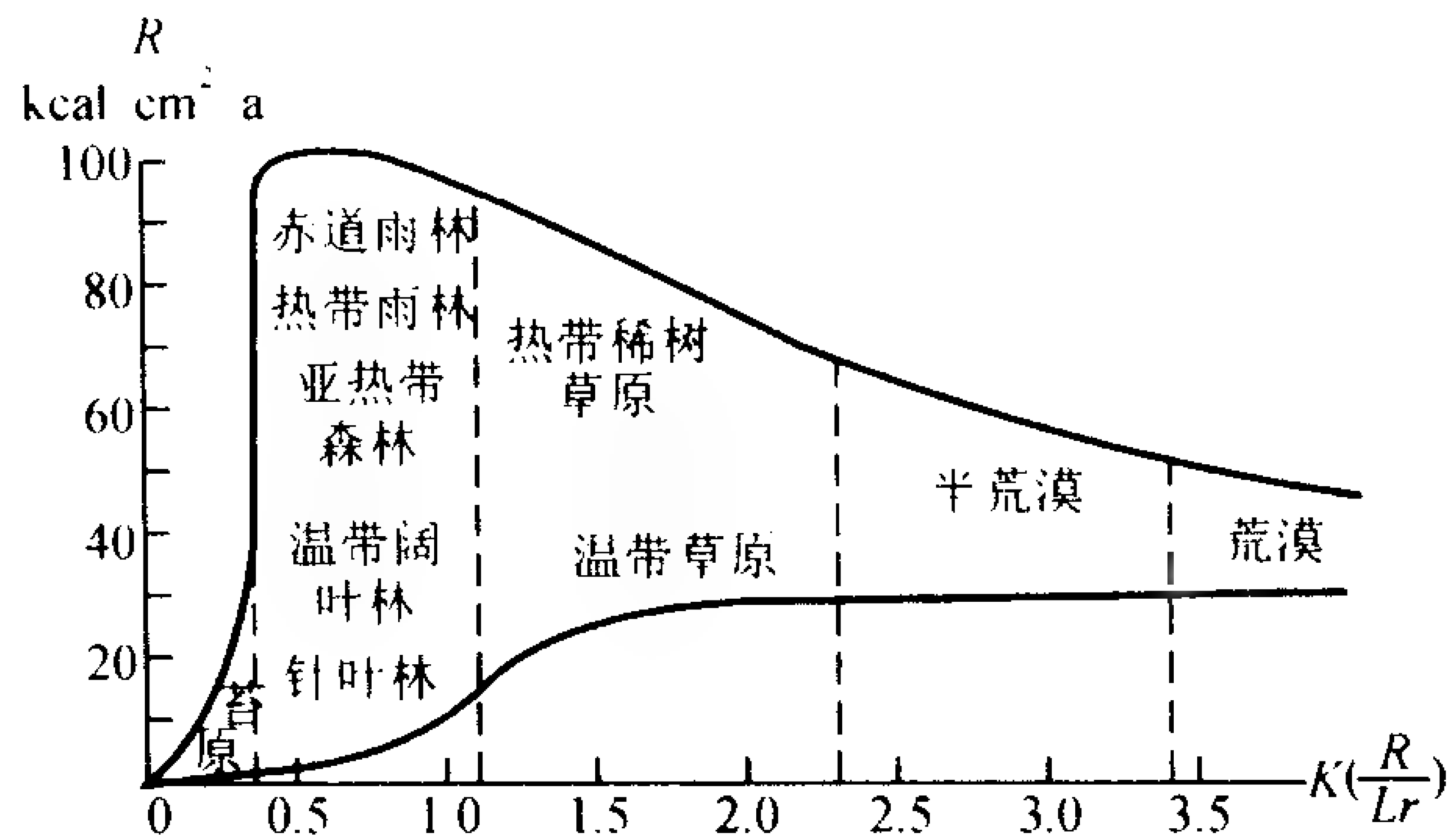


图 8-3　自然地带与水热条件的关系(据布迪科等)

者的水分条件进而水热组合状况却可以有巨大差异。而水热组合既是决定水平地带,又是决定垂直带分布和更替的根本原因。第三,山地地貌的复杂性导致气候特征趋向复杂化,使得垂直带中出现一系列纬度地带不可能具有的特征。试以极地冰雪带与我国海洋性气候下的高山冰雪带做--番比较,就不难发现,极地冰雪带尽管气温季节变化显著,毕竟常年处于低温状态,且气温日变化很小,其分布范围绝不可能向低纬方向伸入其他地带。高山冰雪带气温日变化显著,辐射消融导致冰舌下部热喀斯特现象极为普遍,冰塔林可高达数十米,冰舌末端可一直下伸到森林带。我国青藏高原研究者早在20世纪70年代就已发现,珠穆朗玛峰地区作为热带北缘山地,其垂直带从热带季雨林带开始至高山冰雪带,引人瞩目地缺失温带落叶阔叶林带和苔原带(张经纬等,1975),从而显示了垂直带与纬度地带的区别(图 8-4 和图 8-5)。

П.С. 马克耶夫关于水平地带与垂直带关系的探讨,似乎不及对水平地带本身的研究深刻。尽管他正确地划分了海洋性和大陆性两类垂直带谱,并指出苔原带在山地垂直带中表现不明显,常被阿尔卑斯带(即高山草甸带)所代替,他所提出两类垂直带,尤其是海洋性水平地带系统下的垂直带理想图式,理想色彩仍过分浓厚(图 8-6,图 8-7)。

综上所述可知,地域分异表现形式多样,相互关系复杂,它们共同作用于地表,形成水平地域结构、垂直结构及水平地带与垂直带相结合的多维空间结构(图 8-8)。在大陆水平地域结构中,纬度地带性与干湿度分带性是两种基本表现形式。但纬度地带性结构中有省性表现,非地带性结构中又有带段性表现。

景观水平结构中反映地带性特征为主的地域,称为显域性地域;反映非地带性特征为主的地域如沼泽、低地、冲积平原等,称为隐域性或内地带性地域。垂直带性也是一种隐域现象,即具有地带性烙印的非地带性现象。总之,凡是由地势起伏而导致水平地域结构发生异化的现象,都可称为隐域性。

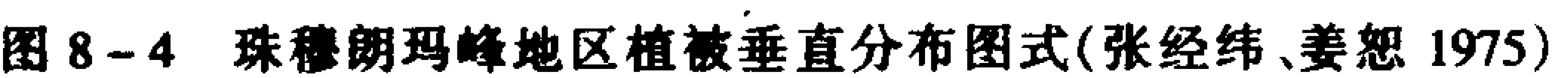
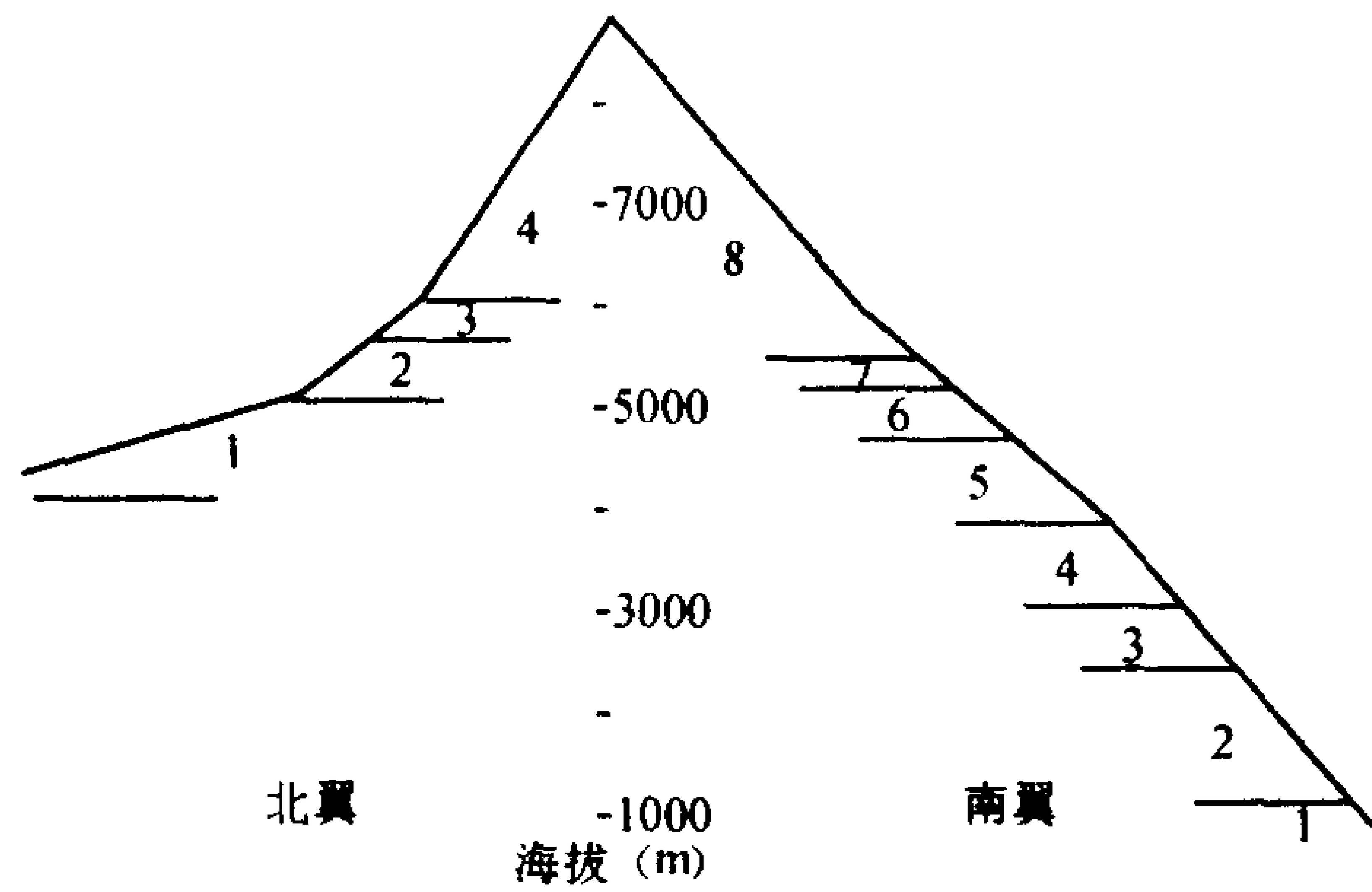


图 8－4　珠穆朗玛峰地区植被垂直分布图式(张经纬、姜恕 1975)



注：南翼：1. 低山热带季雨林带，位于国境外；2. 山地亚热带常绿阔叶林带，1 600～2 500 m；3. 山地暖温带针阔叶混交林带，2 500～3 100 m；4. 山地寒温带针叶林带，3 100～3 900 m；5. 亚高山寒带灌丛草甸带，3 900～4 700 m；6. 高山寒冻草甸垫状植被带，4 700～5 200 m；7. 高山寒冻冰碛地衣带，5 200～5 500 m；8. 高山冰雪带，5 500 m 以上。

北翼：1. 高原寒冷半干旱草原带，4 000～5 000 m；2. 高山寒冻草甸垫状植被带，5 000～5 600 m；3. 高山寒冻冰碛地衣带，5 600～6 000 m；4. 高山冰雪带，6 000 m 以上。

图 8－5　珠穆朗玛峰地区垂直带示意图（据郑度等，1975）

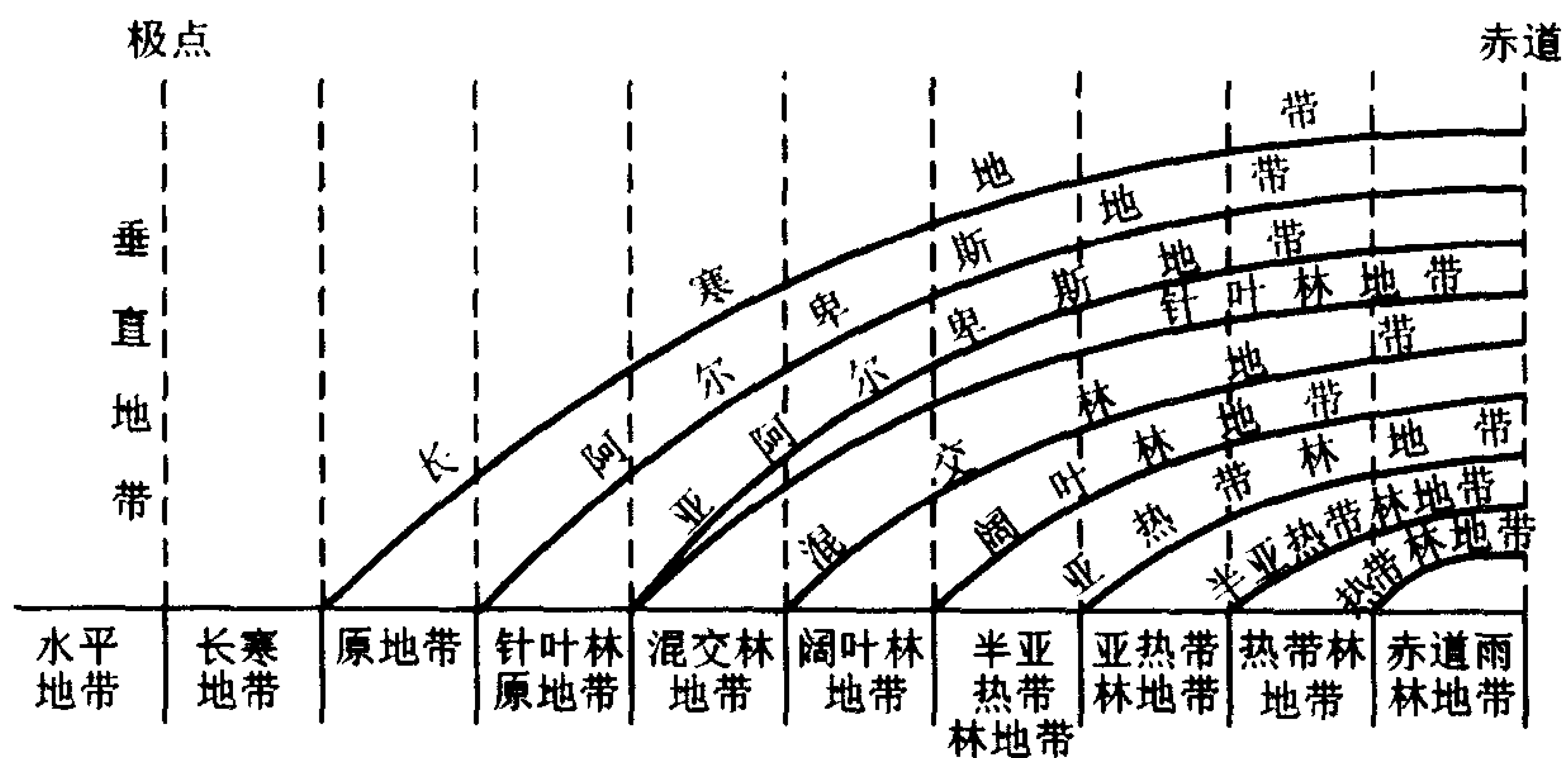


图 8－6　海洋性水平地带系统下的垂直带理想图式（П.С. 马克耶夫）

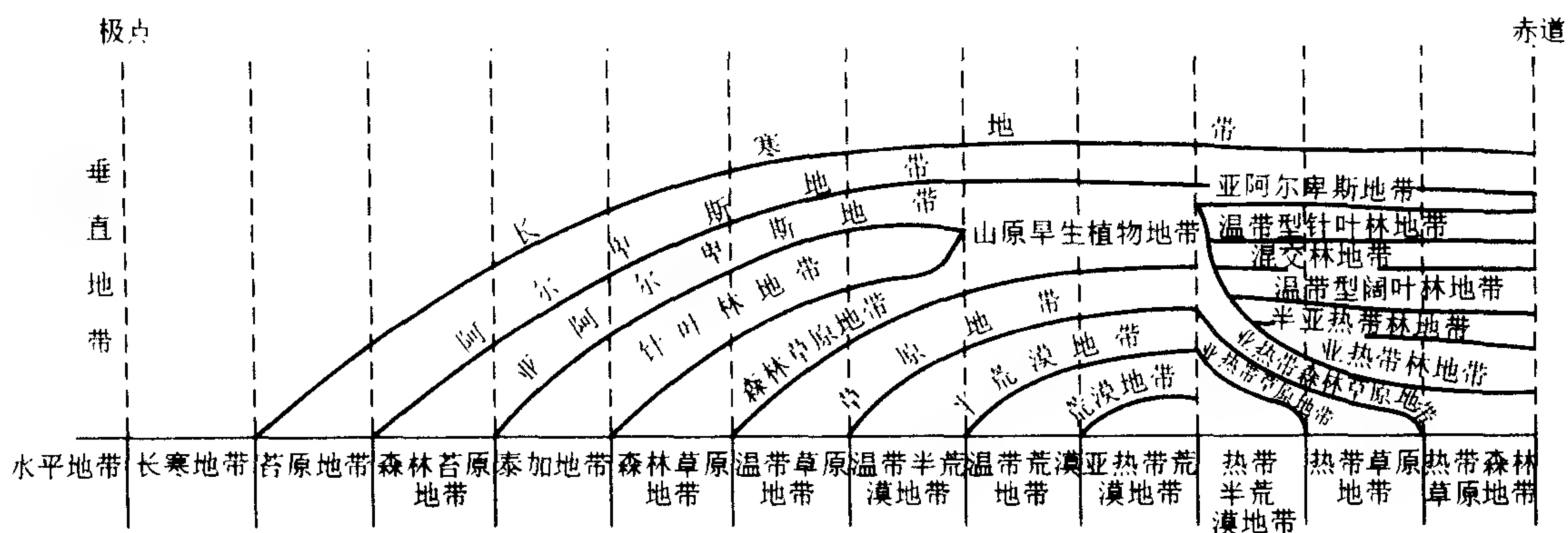


图 8－7 大陆性水平地带系统下的垂直带理想图式(П.С. 马克耶夫)

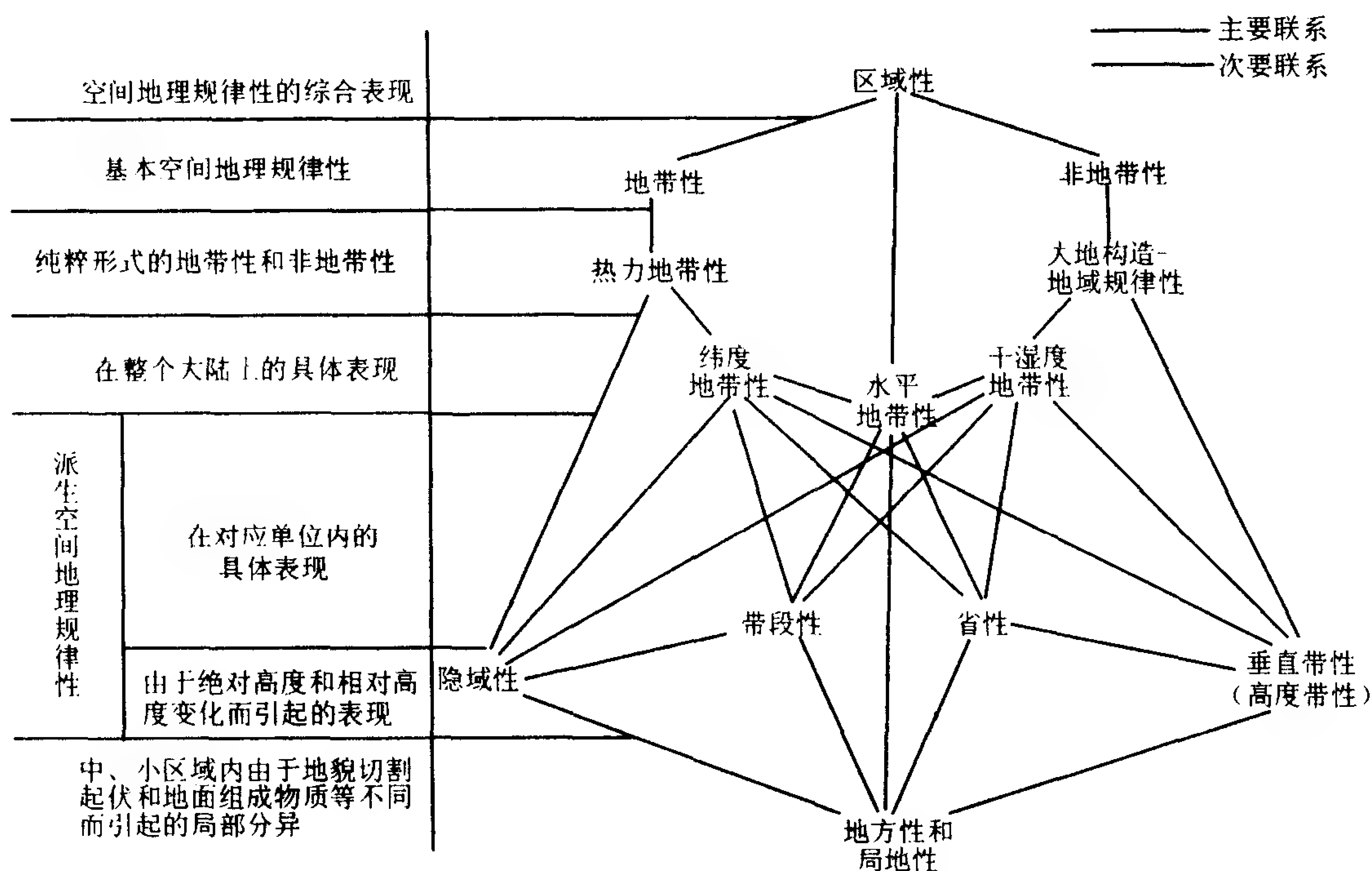


图 8－8 大陆空间地理规律性相互关系

第三节 自然区划

地表自然界受不同尺度的地带性与非地带性地域分异规律的作用，分化为不同等级的自然区。以地域分异规律学说为理论依据划分自然区，并力求反映客观实际的方法，就是自然区划。各级自然区之间都存在特征差异性，自然区内部则具有相对一致性。

区域概念应有最小限度。因此自然区并非无限可分，而应该有一个最低级的基本单位。我国曾把这个基本单位称为自然县，一些欧洲国家则称为景观——狭义理解的景观。基本单位内不再进行区划，而是划分土地类型。

自然区划因目的与对象不同而有部门区划与综合区划之别。以个别自然地理要素为对象的是部门自然区划，而综合自然区划则以整体自然地理环境为区划对象。自然区划必须为经济建设服务，因此不仅应具有认识意义，而且还应具有实践价值。自然资源区划、农业自然区划、生态区划、公路自然区划，甚至冰川区划、冻土区划、绿洲区划等，则显然兼有自然区划与经济区划的双重性质。

一、自然区划原则

为使自然区划尽可能真实地反映地域分异的客观实际，必须进行区划方法论研究，其中包括为正确解决分区与划界问题而确立区划原则。目前经常采用的原则有发生统一性原则、相对一致性原则、空间连续性（区域共轭性）原则、综合性原则和主导因素原则等。

（一）发生统一性原则

即必须保证每一个自然区具有发生上的统一性。任何自然区都是地域分异因素作用下历史发展的产物，发展道路相同，"年龄"相同，因此应以区域发展的共同性作为区划的基础。区域发展的共同性是指作为整体的自然区之最基本和最本质特点的形成与发展历史具有共同性，而不是仅仅指其地质基础、地貌特征或某一个别景观要素具有共同性。发生统一性明显具有相对性质，高级自然区发展历史较长，低级自然区发展历史较短，古地理分化过程即现代自然特征形成过程不能用同一尺度衡量。

（二）相对一致性原则

意指必须保证每个自然区的自然地理特征具有相对一致性。这里有三层含义：① 强调区内特征的相对一致性，也就是强调区间特征的差别性，与依据地域分异进行区划并不矛盾；② 区域特征一致性的相对性质，表明自然区本身存在着一个等级系统，高级区可以划分为若干中等区，而后者又可进一步划分一系列低级区；③ 不同等级自然区的一致性有不同标准。例如，辐射－热量基础一致形成同一自然带，在此背景下水分及水热组合状况一致，因而植被、土壤特征一致，则形成相同的自然地带。这一命题也可表述为，不同的辐射－热量基础使地球表面分化为不同自然带，同一自然带内又因水热组合状况与植被、土壤特征差异而分化为不同自然地带。

（三）空间连续性原则

亦称区域共轭性原则，要求所划分的区域作为个体保持空间连续性，不可分离，也不可重复。这是区划同地域类型划分的本质区别之所在。例如，塔克拉玛干沙漠区只有一个，而作为景观类型的沙漠则可出现于任何干旱区。依据空间连续性原则，两个自然特征相对一致，但空间上彼此分离的自然区，不能划为一个区，即至少在陆地上，不容许自然区出现"飞地"。

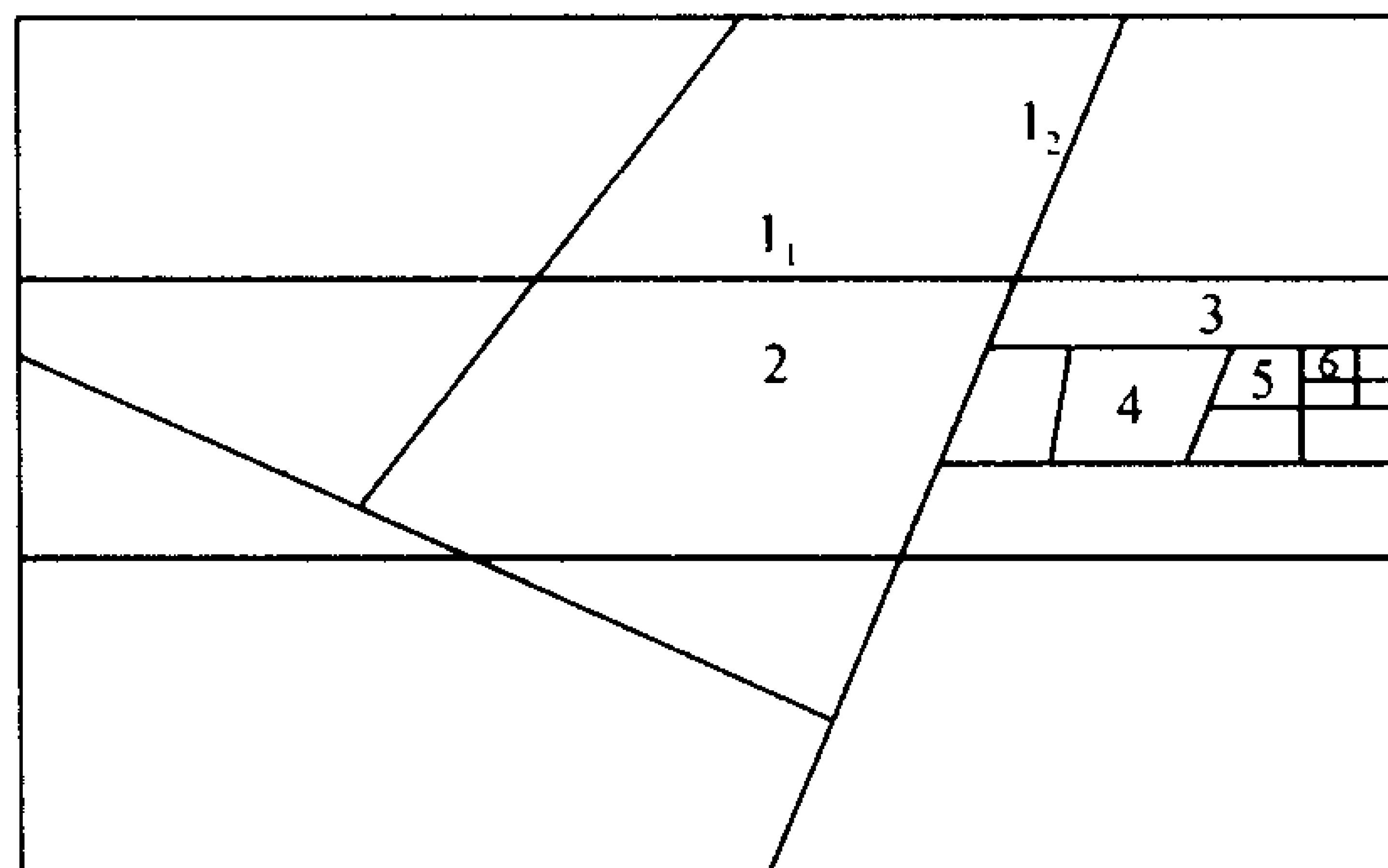
（四）综合性原则与主导因素原则

任何自然区有别于其他同级自然区，都表现在地域分异因素及整体自然特征的差异上。进行区划时必须全面分析区域整体特征和各自然要素的区间差异性、区内相对一致性，以及作为其根源的地域分异因素，尤其是主导因素。综合性原则与主导因素原则并不对立，而是相辅相成的。

二、自然区划方法

区划方法是贯彻区划原则的必要手段。因此，所有区划方法都与某一个或几个原则相联系。例如，要确定自然区的年龄、发展史和发生统一性，必须占有该自然区丰富的古地理资料，此时就须采用古地理方法获取这类资料。

自然区客观上具有一定的等级系统，因此，无论自上而下（Top down）划分或自下而上（Bottom up）合并，都必须顺序进行。顺序划分或合并法是贯彻相对一致性原则与空间连续性原则的重要方法之一。顺序划分法尤其被广泛采用，这一方法的实质是在拟进行区划的区域，如大陆、国家或地区内，依据大中尺度地域分异规律，按照区间差异性和区内相对一致性原则，从高级区开始逐级向下划分中低级自然区（图 8－8）。顺序合并法必须从确定基本土地类型开始，依据土地类型分布状况合并为低级自然区，而后再顺序合并为中级和高级自然区（图 8－9）。这种方法对于范围较小而要求精度很高的详细区划是不可或缺的，但因工作量极大，在大范围自然区划中很少采用。



1．根据最大尺度的地带性和非地带性分异划分热量带和大自然区（1_1．热量带界线　1_2．自然大区界线）；

2．热量带和大自然区互相叠置，得出地区级单位，地区也可视为热量带内的高级省性分异单位；

3．根据地区里的带段性差异划分地带、亚地带；

4．根据地带、亚地带内的省性差异划分自然省；

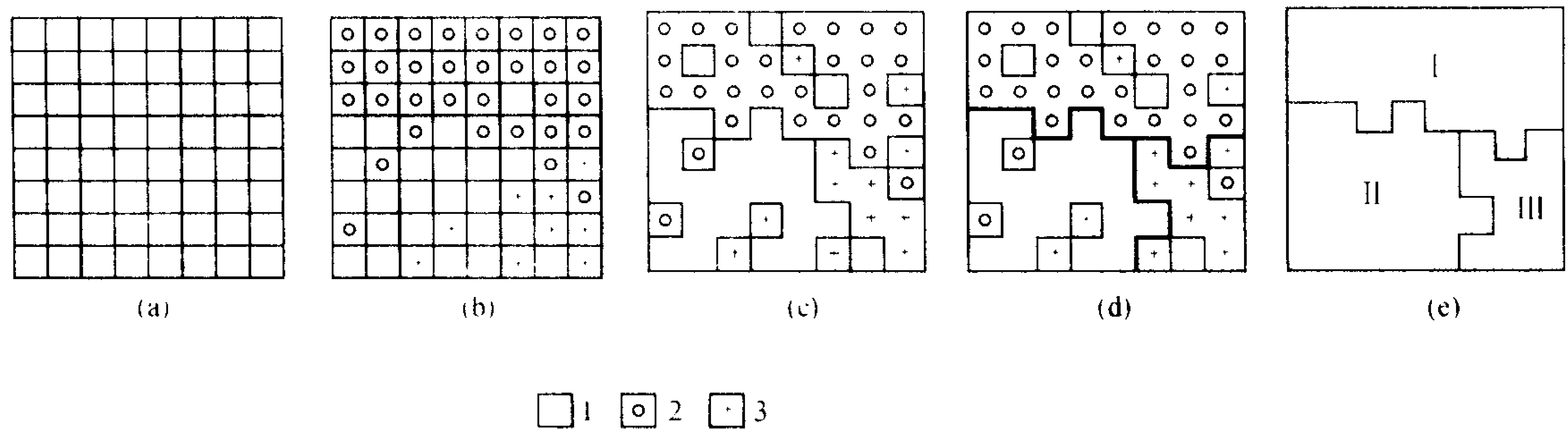
5．自然省划分为自然州；

6．自然州划分为自然地理区

图 8－9　自然区划等级系统逐级划分图示

部门区划图叠置法通过叠置同比例尺地貌区划、气候区划、水文区划、土壤区划和植被区划图，分析和比较其区界，确定自然区界线，常常能很好地体现综合性原则，即使部门自然区划详略程度不一，区划方法不同，也具有较大参考价值。

地理相关分析法主要是利用资料、文献、统计数据和专门地图分析自然地理要素的相互关系，而后进行区划的较为传统的方法，在区划实践中运用很广。以划分热量带为例，第一步，比较



a 划分出各个具体土地单位；

b 对土地单位进行分类，区分出三种土地类型(1、2、3)；

c. 去掉土地单位的具体界线，即为表示土地类型分异的景观图；

d. 根据土地类型组合成各个自然区(粗线条为自然区界线)；

e 去掉土地类型界线，即为自然区(Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ)

图 8－10 根据土地类型自下而上组合成自然区的方法图示

和分析某种植被和土壤类型与各种气候等值线的关系，确定相关系数最大者(如≥10℃积温)为区划指标；第二步，确定指标临界值；第三步，以此临界值为主导标志初步划界；第四步，适当考虑其他自然地理要素的影响调整并最后确定区划界线。

主导标志法是以往自然区划中使用最广的方法，强调选取反映地域分异主导因素的指标作为确定区界的主要依据。各种气候指标、地貌形态、土壤、植被分布界线都可能成为主导标志。但是，采用主导标志法并不意味着可以忽视其他标志，如以某一气候等值线为标志确定自然区界线时，仍须参考地貌、水文、土壤、植被等指标对其进行必要的订正，从而避免违背综合性原则和使综合自然区划下降为部门自然区划的弊端。

三、自然区划的等级系统

自然区划的等级系统是地域分异规律的客观反映。因此，等级系统研究是区划方法论的重要内容之一和最重要的、不可或缺的工作步骤。地域分异的结果使地表自然界分化为一系列不同等级的自然区域。一些学者认为，尽管任何一级自然区都是同时在地带性和非地带性规律作用下形成的，但其中一部分主要取决于地带性规律，另一部分则主要取决于非地带性规律。因此，客观上应该存在两类区域单位和两种等级系统，这就是区划等级的"双列系统"观点。另一些学者认为，自然区划等级系统应同时反映地带性和非地带性两类地域分异因素和规律的作用，由"完全综合的"区域单位构成，即应是一种"单列系统"。区划实践证明，双列系统和单列系统对区划工作都有重要意义。

(一) 地带性区划单位

地带性分异因素决定了地带性区域单位及其等级系统的客观存在。因此，这类单位应主要依据区域的地带性属性划分。地带性属性可以表现在气候、土壤、植被乃至区域的整体自然特征上，但很难表现在区域的地质基础和全部地貌特征上。因此，这类区域单位被认为是"不完全综

合的"单位。地带性区域具有大致沿纬线方向延伸，呈带状分布，且在南北两半球基本上对称分布的特点。主要的地带性区域单位包括带、地带、亚地带和次亚地带四级。

1．带　带是最高级的地带性区划单位。在区划中，带是指作为自然综合体的地理带或景观带而并非单纯的热量带。每个带不仅具有一定的热量基础，还具有与热量特征相适应的大气环流特征、地貌过程、地球化学过程、生物过程与成土过程。带的划分应以建立在地理相关分析基础上的主导标志为依据。通常"按地表热量的分布及其对整个自然环境的影响划分"（中国综合自然区划，1959）。热量是植物生长的必要条件，依据热量划分带既有利于认识地表自然过程及其对土地生产力的作用，也有助于对热量的充分利用、提高农业生产水平。具体指标则有≥10℃积温、辐射平衡值，以及土壤、植被所反映的气候特点等。

地带性区划单位间具有逐渐过渡性质，很难截然分开。因此有必要适当划分过渡带，但须注意区划单位的等价性，避免不同等级单位相互混淆。全球最初曾划分五个带，即一个热带、两个温带和两个寒带。在增加若干过渡带后，目前共划15个带，即一个赤道带和两个热带、亚热带、暖温带、中温带、寒温带、亚寒带、寒带。中国境内则分为寒温带、温带、暖温带、亚热带、热带和赤道带6个带。

2．地带　地带性分异规律是通过地带集中表现出来的，因此地带是最基本的地带性区划单位。按照《中国综合自然区划》（初稿）的界定，每个地带都应具有可以代表自然界水平分异的、正常发育于平地上的自型土类和生长于排水良好、土壤机械组成粗细适中的平地上的天然植被群系纲。而这就意味着同一地带必须具有同样的水热组合特点，从而隐域性土壤、植被、垂直带结构、地貌外营力组合、化学元素迁移、潜水与地表水文过程等自然过程和自然现象亦应相同。

通常以土类、植被型或景观型的分布界线作为确定地带界线的依据，但实际工作中还须参考某些气候指标，例如生长季积温、降水蒸发比等。

地带间也常存在过渡地带，区划中可依据具体情况，或将其平分归入两个地带，或将其上升为独立的地带，或降低为亚地带。地带内部存在南北差异时，可进一步划分为南、中、北三个亚地带。

3．亚地带和次亚地带　地带内部各自然要素进一步发生地带性变化，而其中部分要素的变化属于质变时，将形成若干亚地带。亚地带内自然要素和整体特征的更次级的、局部地带性变化，则形成次亚地带。例如，中国暖温带落叶阔叶林地带分化为棕色森林土落叶阔叶林亚地带和褐色土半旱生落叶阔叶林亚地带，后者又进一步分化为淋溶褐土落叶阔叶林和褐土森林草原－落叶阔叶林两个次亚地带。俄罗斯苔原地带分化为北极苔原、典型苔原和森林苔原三个亚地带，而典型苔原亚地带又分化为藓类地衣苔原和灌木苔原两个次亚地带。

亚地带与次亚地带的划分多以土壤、植被为依据。例如，以土类差异、植被亚型和群系纲为依据划分亚地带，以土壤亚类差异划分次亚地带。但总体上说，这方面的研究尚不深入，具体划分方案很少。

（二）非地带性区划单位

非地带性地域分异如海陆分异、陆地干湿度分异、具有大地构造背景的地貌分异、垂直带性分异、地方气候分异等，使地表自然界分化为一系列具有非地带性属性的区域单位，并构成另一个等级系统。目前常用的非地带性区划单位等级系统包括大区、地区、亚地区和州四级。

1．大区　作为第一级非地带性区划单位的大区，是与基本地质构造单元相关的，具有独特

大气环流特征和纬度地带性结构的"大陆的巨大部分"。每个大区都至少相当于一个巨大的古地块或造山带，并在全球大气环流系统中占有独特的位置。因此各大区之间气候干湿程度、内部纬度气候特点、自然带段和地带段数量都有明显差异。大区范围内既有广大的山地、高原，也有辽阔的平原、盆地，边缘山地常常成为大区的边界。

我国综合自然区划中的三个自然区，即东部季风区、内蒙古－新疆（西北）干旱区和青藏高原区，实际上是东亚大区（或亚洲季风区）、亚洲中部大区（或欧亚草原荒漠区）和广义青藏高原大区（或高亚洲大区）的一部分。所谓广义青藏高原，即不仅包括我国境内的高原主体，还包括高原周边若干国家和地区。我国三个大区的主要特征见表 8－2。

大区既然是"大陆的巨大部分"，其占据的纬度必然较多，从而使纬度地带性分异得以在大区范围内充分发挥作用，形成若干自然带段和地带段。不仅东亚季风区，西北干旱区和青藏高原区内也都存在纬度地带性分异。

2. 地区　地区是"大陆的宽广部分"和大区的组成部分，其范围大致相当于二级地质构造单元，具有统一的地质基础和地质发展共同性，大地貌特征相对一致，边界明显；降水量、气候大陆度、植被群系组合及土壤变种组合特征近似，纬度地带性结构相对一致。

表 8－2　中国三大自然区的主要特征

自然区名称	(1) 东部季风区（亚洲季风区的一部分）	(2) 内蒙古－新疆高原区（欧亚草原荒漠区的一部分）	(3) 青藏高原区
1. 占全国面积百分数/%	46.0	27.3	26.7
2. 决定自然界地域分异的主导因素	随纬度变化的热量与温度的地域差异（秦岭淮河以北，湿润情况的地域差异也相当重要）	随去海距离而变化的湿润状况的地域差异（干湿度分带性）	自然界随高度而变化的垂直带性
3. 新构造运动及地势	上升幅度一般不大，钦州－郑州－北京－鸥浦一线以东以沉降为主。大部分地面海拔在 1 000 m 以下，在沉降区多在 500 m 以下	显著的差别上升运动 海拔 1 000 m 左右大的平地和横亘其中的山脉	大幅度上升的世界最大高原，海拔在 4 500 m 以上，有许多高山超过雪线
4. 气候	夏季季风影响显著，湿润程度较高	干旱和半干旱	空气稀薄，温度低，太阳辐射强，降水不多，风力强烈
5. 水文	地表水以雨水为主要补给来源，潜水相当多	绝大部分属内陆流域，多暂时性水流，有不少湖泊（主要为咸水湖），山地径流成为特别重要的资源，潜水不丰富	大部为内流流域，有不少冰川和湖泊
6. 地貌外营力	常态的风化、物质移动、水力侵蚀与堆积、溶蚀，沿海有波浪和潮汐作用，高山有冻裂作用，部分地域有风沙	微弱的风化、物质移动、水力侵蚀和堆积，广泛的风蚀和堆积，山地冰川蚀积及冰缘风化、物质移动和侵蚀	物理风化与物质移动较强烈，冰川和流水的搬运与堆积
7. 土壤	土壤剖面发育较好，机械组成较细，腐殖质含量较高，可溶盐分较少 区内差异很大	机械组成较粗，有机质含量有限，可溶盐分较高	化学风化微弱，成土母质的机械组成很粗，土壤剖面发育很差
8. 植被	森林为主，部分为草原	荒漠为主，部分为荒漠草原和干草原，高山地有森林和高山草原	荒漠、草原与草甸为主，在山地及谷地中有森林

续表

自然区名称	(1) 东部季风区 (亚洲季风区的一部分)	(2) 内蒙古-新疆高原区 (欧亚草原荒漠区的一部分)	(3) 青藏高原区
9. 植物区系	植物区系在第四纪冰期受冰川破坏作用不大,植物种类繁多,分布较混杂	中生代末期以来断续出现干旱和半干旱气候,植物逐渐干生化。植物种属少	第四纪冰期后在上升过程中形成。与蒙新高原植物关系较少,植物种属很少
10. 遗存性因素	第四纪冰川作用范围甚小,生物种类繁富,有不少中生代末及第三纪植物 红色古风化壳分布广,长江以南尤为发达	外营力较弱,构造地貌保存较好,第四纪中曾有较湿润时期,有些地方古代水系发达,3 500 m以上有第四纪冰川遗迹	第四纪冰川遗迹广泛分布
11. 人为因素	人类影响深刻而广泛,可开垦的地方已辟为农田,天然森林大部破坏,水文、小气候也因人类活动而变化	人类影响远较东部季风区小,只在内蒙古、宁夏及有高山流水可资灌溉的地方影响较大	人类影响非常微小
12. 土地利用方向及利用与改造自然的主要问题	我国最主要的农业地域。大半为山岭、丘陵,林业应大规模发展,畜牧业亦应显著扩大	绿洲发展农业,干草原与荒漠草原发展畜牧,山地部分宜林牧。主要问题是水源保证,固沙与防止盐渍化	以畜牧为主,少数地方可发展农林业。主要问题是热量不足,风大,土壤质粗层薄

据《中国综合自然区划》(初稿)简化。

地区划分主要以地质基础与地貌特征为依据。但一些区划工作者主张平原与山地应分属不同地区却是不切实际的。即使在地区以下的非地带性区划单位,如亚地区和州中,截然分开山地与平原也很困难 从许多典型的地区,如东南亚岛群、印度半岛、中南半岛、华中-华南、东北-华北、青藏高原北部、青藏高原南部、俄罗斯平原、西西伯利亚低地、中西伯利亚台地等地区来看,也都是兼容山地与平原的。

《中国综合自然区划》(初稿)中的地区直接在热量带内依据湿度差异划分,作为近半个世纪前的首次探索,或许存在某些不足,是完全可以理解的(表8-3)。

汉语中的地区一词没有明确的等级意义,在诸如华南地区与珠江三角洲地区,华北地区与黄河三角洲地区等称谓中,地区的含义就相去甚远;加之行政区划中在省或自治区之下有地区级建置,更令人难以把握"地区"的范围。因此,适当区别社会用语与区划术语中"地区"的概念是必要的。

表8-3 《中国综合自然区划》中地区的划分(1959)

	东部季风大区			内蒙古-新疆高原大区		青藏高原大区		
寒温带	寒温带 湿润地区							
温带	温带 湿润地区	温带 半湿润地区		温带 半干旱地区	温带 干旱地区 (分东、西部两亚地区)			
暖温带	暖温带 湿润地区	暖温带 半湿润地区	暖温带 半干旱地区		暖温带 干旱地区		青藏高原 半干旱地区	青藏高原 干旱地区

续表

	东部季风大区			内蒙古-新疆高原大区		青藏高原大区		
亚热带	亚热带湿润地区（分东、西两个亚地区）					青藏高原半湿润地区		
热带	热带湿润地区（分东、西两个亚地区）							
赤道带	赤道带湿润地区							

3．亚地区　亚地区是地区在最近地质历史时期中因构造运动差异、气候省性差异等非地带性因素作用分化而成的。因此，亚地区内地质构造、地貌与气候特征均具有显著的相对一致性。当地质构造具有相应的地貌表现，且两者界线较吻合时，可将地质构造与地貌作为划分标志。当地质构造引致的地貌分异不甚清楚时，划分亚地区则须考虑山系与盆地、平原的组合状况及现代景观特征。祁连山地与陕甘宁黄土高原都是典型的亚地区，祁连山早古生代褶皱带东界直抵六盘山，从而囊括了陇中、宁南等地，但陇中、宁南一带构造相对稳定，海拔不高，第四纪并大面积覆盖黄土。因此在自然区划中归属黄土高原而不归属祁连山地。阿拉善高原、山西高原以及著名的我国四大盆地等，也都是典型的亚地区。

4．州　州是低级非地带性单位，主要以亚地区内的地质地貌差异及由它引起的其他自然条件的变化为依据划分。山系组合状况、平原沉积物分布状况乃至气候省性差异也可作为参考依据。《中国综合自然区划》(初稿)认为，州在地貌上属于一个发生类型或几个发生上接近的类型，岩性或岩性组合形式相同，中小气候分布及其组合形式相似，水文、土种与植被群系分布规律及其组合形式也应相同。

在省或自治区范围内进行自然区划时，州无论以何种名称出现，其划分都特别重要，因而必不可少。

（三）综合性区划单位

地带性和非地带性两类区划单位都是客观存在的，但运用双列系统进行自然区划殊非易事。例如，同一张区划图很难表示一个区的双重归属，还有命名和界线不一致等困难。任选其中一个单位系统，又将不可避免失之片面。于是，通过双列系统中等级相当的地带性区域与非地带性区域单位的叠置，建立完全综合的等级系统就成为必然趋势。

具体做法是，带与大区叠置得到带段，带段与地区叠置得到所谓“自然国”，国与地带叠置得到地带段，地带段与亚地区叠置得到“自然省”，省内划分亚地带段，亚地带段内划分州，州与次亚地带叠置得到次亚地带段，最后直到划分出自然地理区，即狭义理解的景观（图 8－11）。

景观是自然区划的下限单位，其地带性与非地带性属性已趋于一致。景观内部的地带性分异与非地带性分异都不显著，而是只存在地方性分异。景观界线与最小的地貌区、气候区、植被

区、土壤区等界线大致吻合。作为区域而不是类型的景观是个体的和不可重复的,具有发生同一性、组成要素特征的相对一致性和结构的同一性。

由于景观具有自然区划下限单位的特殊地位,因此景观研究有着重要的理论和实践意义,它是"自下而上"进行区域合并的基础,也可为确定区域农业结构、合理利用和保护自然资源提供科学依据。

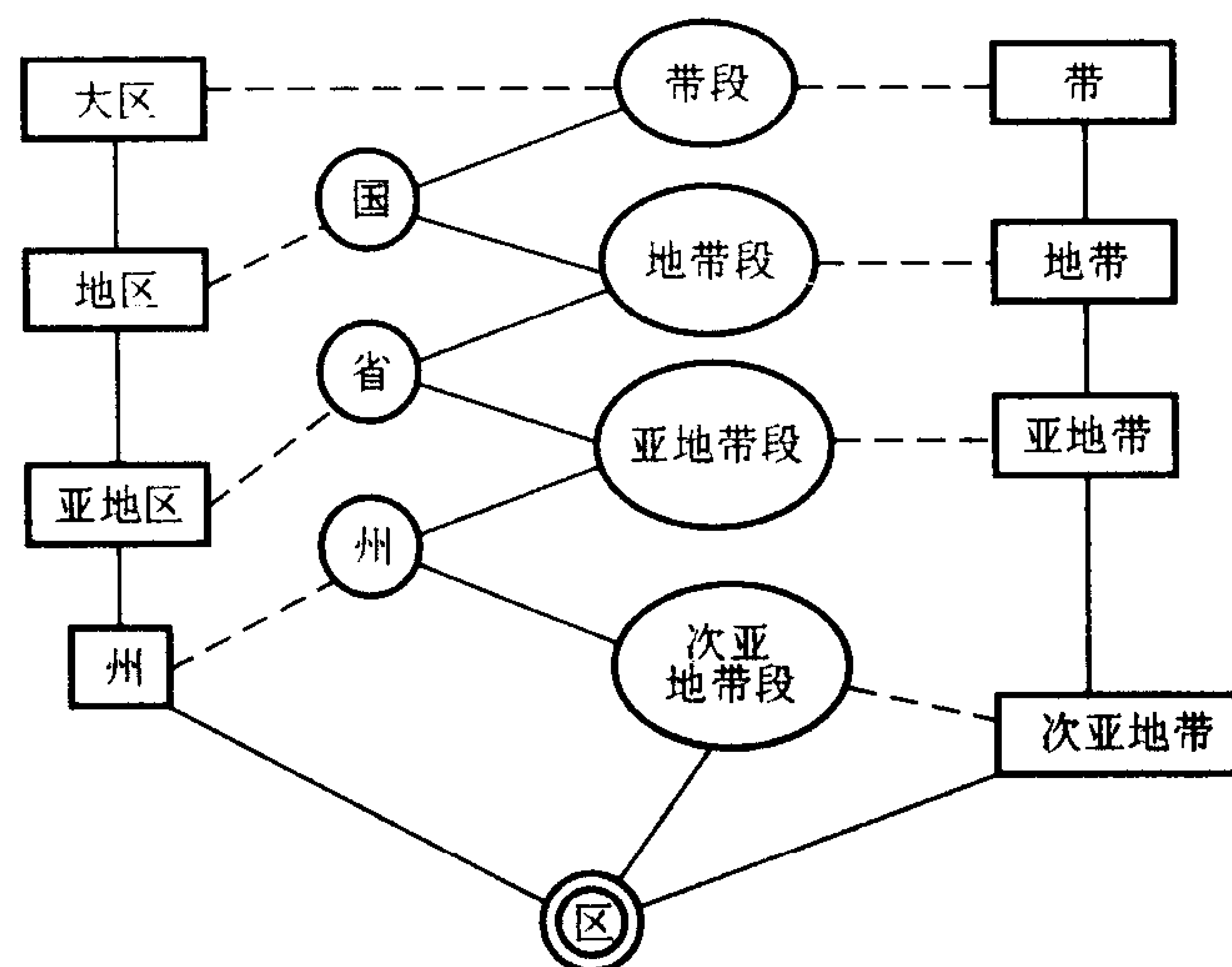


图 8-11 由双列系统获得单列系统的顺序示意图

进行自然区划要大量资料,包括地形图、地质图、航空照片、卫星图像、专题地图,以及有关自然条件、自然资源、社会经济甚至环境保护等方面的文献、数据等。收集和分析这些资料,掌握地域分异规律是进行区划的首要步骤。而后应拟定计划,进行实地考察,最后总结阶段则应编制适当比例尺的区划图,编写区划报告。详细内容将留待后续课程或专题讲座介绍,这里不再赘述。

第四节 土地类型研究

一、土地的含义与土地分级

(一) 土地的含义

土地与土壤是两个不同的概念。依据联合国粮农组织土地评价专门委员会的定义,"土地包含地球特定地域表面及其以上和以下的大气、土壤与基础地质、水文与植物,还包含这一地域范围内过去和现在人类活动的种种结果,以及动物就人类目前和未来利用土地所施加的重要影响。"我国地理学家普遍赞成土地是一个综合的自然地理概念。认为土地"是地表某一地段包括地质、地貌、气候、水文、土壤、植被等多种自然要素在内的自然综合体",土地的性质"取决于全部组成要素的综合特点,而不从属于其中任何一个单独要素","大致从植被冠层向下到土壤母质层,就是土地的核心部分(赵松乔、陈传康等,1979)。还认为土地是地球最表层历史发展的产物

(林超等,1980);作为农业自然资源,土地也是人类过去和现在生产劳动的产物(石玉林,1980)。

概括国内外学者和研究机构关于土地的种种定义,不难发现以下共同点,即① 土地是由各自然要素组成的自然地理综合体或自然地域综合体;② 土地具有一定的范围和厚度,且两者均因土地级别高低而异;③ 作为自然客体,土地必然受自然规律制约;④ 作为人类活动场所和重要的自然资源,土地也必然受人类影响。而分歧点则集中表现在多数学者总是针对某个特定地段使用土地概念,另一些学者却认为土地单位可以占据极广大的空间,以致其土地分类系统中出现了土地大区、土地区、土地带、土地省、土地亚省之类的名称,甚至还有学者明确主张,全球陆地就是最大的土地单位。弥合分歧尚需时日。本书仅仅把土地看作景观内部地域分异的产物。景观及其以上,则是另一类自然地理综合体——自然区。

(二) 土地的分级

土地分级是进行土地研究的基础和首要任务,目的在于通过地域系统方法自上而下逐级划分或自下而上逐级合并具体的土地单位。生产实践涉及的土地地段大小不同,客观上要求把这些地段划分为一定的等级,划分的单位就是土地分级单位,简称土地单位。显然,土地单位实际上是小区域内的地域个体单位。因为土地分级是土地的个体研究,所以有人比喻为"小区划",甚至直称"景观内区划"。

土地是自然地理系统的低级单位,其本身也是一个多级系统,包括立地、土地单元与土地系统三级基本土地单位和若干过渡单位。

1. 立地(Site) 俄罗斯和独联体国家称为相(Фация)、表成相、表成形态、单元景观、小景观、地方群落、生物地理群落、地理形态;澳大利亚学者称为"立地"或"土地成分"(Land Component);英国学者称为"土地素"(Land Element);德国学者称为"景观部分"(Land Schaftsteile)或"生态环境综合体"(Ecotop Complex),美国学者叫"地形素"(Topographic Element);日本学者叫"土地型"(Land Type);波兰学者叫自然群落。尽管名目繁多,实际上都是指最简单的自然地域单位即最低土地分级单位。

按照澳、英学者的解释,立地内的地貌、土壤、植被性质相同,为人类和生物提供了一个一致的环境,具有相似的土地利用可能性并存在相似的问题。换言之,立地是"景观的最简单部分,其岩性、地形、土壤和植被都一致"。独联体国家的学者更直截了当认为,相(立地)"在其整个空间范围内应当具有相同的岩性、一致的地形、并获得数量相同的热量和水分",并且"必然以同一种小气候占优势,仅仅形成一个土种和分布一个生物群落"(H.A. 宋采夫)。

立地的众多定义虽然表述方式不尽相同,但并不存在本质差别。学者们一致认同立地是最低级地域个体单位和自然地域划分的下限。在其内部,各自然地理要素具有最大的一致性,土地利用适宜性与限制性相同,存在历史最短,抵御外来影响的能力最弱因而稳定性最差,空间范围则与各要素的最小单位相当。

划分立地必须首先确定各自然地理要素的最小单位。陈传康等(1993)认为,地貌最小单位为地貌面。陆地任一地段只有坡度和坡向相同才能构成一个地貌面,如河床面、河漫滩面、阶坡面、阶地面、山麓面、谷坡面、山坡面、山脊面等。一个立地只能占据一个地貌面,划分立地必须以划分地貌面为前提。岩性与土质的最小单位,当基岩接近地表时,可按基岩对上覆风化物机械组成和 pH 值的影响划分,当地表为厚层疏松沉积物时,则应依据其沉积年代和固结程度的差别划分,即要求岩性、土质或风化壳厚度与分层相同。土壤、植被的最小单位是土壤变种和植物群丛。

水文最小单位依据排水条件划分，气候最小单位为近地面层小气候。

立地由点、线、面三种形态要素组成。植株、植丛、陷穴、巨砾等属于点要素；纹沟、细沟、灌渠、地埂等属于线要素；小群丛、成片基岩、田块等属于面要素。它们呈均匀状态、镶嵌状态或斑状分布，而立地的边界可以是平直的，也可呈锯齿状、镶嵌状、断片状。

2．土地单元(Land Unit)　土地单元是中级土地单位，亦称为限区(Урочище)、土地片(Land Facet)、土地类型(Land Type)、中区(Nauturaumlicher Haupteuheil)、土地系列(Land Series)，由与某种特定地形有关、组合形式相同，因而相互联系的一组立地构成。例如阶地由阶面和阶坡构成，冲沟由沟坡和沟底构成，沙丘由迎风坡与背风坡构成。

一个土地单元内，水的运动、固体物质的搬运和化学元素的迁移方向均应相同，应具有一个初级地貌形态、一个小气候组合、土壤变种组合和植被群丛组合，潜水条件也应相同，因而整体自然特征保持非常明显的相对一致性。土地单元分布范围与初级地貌形态相当。小丘、沙丘、蛇形丘、垅岗、冲沟、浅平洼地、阶地等由地貌面组成、并具有一定成因的简单地貌形态，都是初级地貌形态。划分土地单元应以此为依据，还应考虑土质的水物理性质、松散沉积物下伏基岩深度和蓄水性，碳酸盐含量，与距河谷远近相关联的潜水埋深与排水条件，湿润状况，土壤与植被变化等因素。

某些初级地貌形态，如冲沟和黄土碟，发育伊始，仅具有雏形，比立地复杂而又暂时不构成土地单元。有人称之为环节或雏形限区，也就是雏形土地单元。土地单元还有简单与复杂之分，由一两个立地组成的是简单土地单元，由多个立地组成，或如澳大利亚学者所主张，由简单土地单元组成的则是复杂土地单元。陈传康认为，应把雏形土地单元和复杂土地单元看作土地单元向下和向上的过渡单位，只有简单土地单元才是基本土地单位。

3．土地系统(Land system)　又称地方(Местлость)、亚区(Subsection)、土地类型群(Land Type group)、中区群(Gruppen nauturaumlicheir Haupteuheil)和土地组合(Land Association)等，是由地貌上有关联且重复出现的土地单元集合而成的高级土地分级单位。不仅地貌，同一土壤和植被也重复出现。换言之，土地系统是在地貌剖面上具有明显独特性的土地单元综合体，是相关土地单元的有规律的结合。但从本质上说，则是景观内部地质地貌分异的产物。在自下而上研究土地分级单位时，土地系统由土地单元结合而成，以及土地单元复域分布的观点得到普遍认同。一些学者还指出，范围较大的土地单元(限区)因遭受切割而复杂化，或岩性－地貌组合特点发生变化，也可形成土地系统即地方(林超，1983)。

大的土地系统面积可以千平方千米计，小的则仅有数十平方千米，因此土地系统也可分为简单的、复杂的和复合的三类。简单土地系统所含土地单元数较少，边界清楚，但仍具有复域分布格局。复杂土地系统由两个或更多在地貌成因上相关联的简单土地系统构成，面积较广且发育历史较长。复合土地系统由两个及两个以上没有地貌成因联系的简单土地系统构成。

土地系统自然条件的复杂程度远甚于土地单元，物质运动不具有共同方向，其空间范围相当于一个中等地貌形态综合体和一个地方气候区、水文复区、土壤复区和植被复区，土地单元则在土地系统内呈复域分布。

上列基本土地分级单位，很难充分完善地反映土地分级的连续性和多级别特点，因此确定了许多过渡单位作为补充。前苏联学者认为，相与限区之间至少存在两级过渡单位，即环节和相组。如前所述，环节是相由简单到复杂的发展过程中虽已发生分异，却不足以形成限区时的产

物。相组则是同一地貌面中各个占有同一地貌部位、起源方式与现代特征相同的相的组合。英国的介于土地片与土地素之间的土地块(Land clump)与土地亚片(Land subfacet),德国的介于中区与生态环境综合体之间的小区(Fliesen gefiugeon),也都是低于土地单元、高于立地的过渡单位。此外,前苏联的亚地方,英国的土地链(Land catena)也多少具有过渡单位性质(图 8 - 12)。

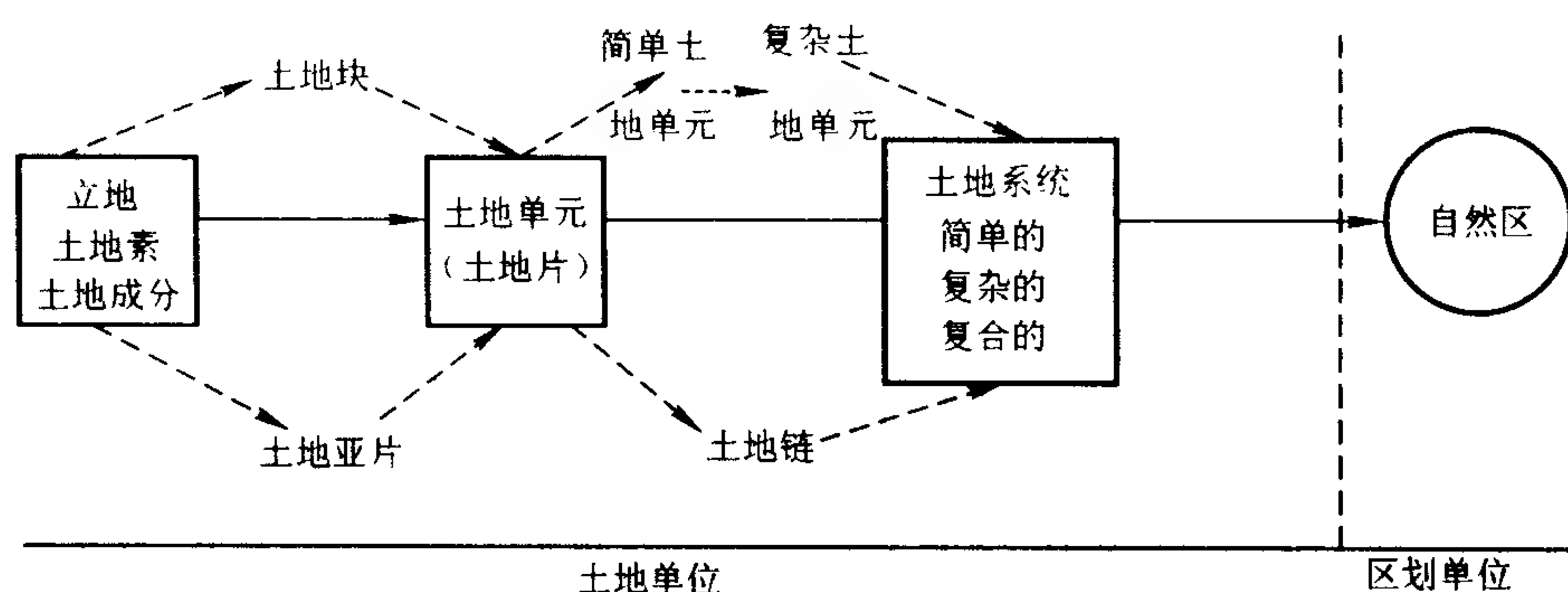


图 8 - 12　土地单位相互关系示意图

二、土地的分类

土地分类的首要步骤是,针对任务要求确定分类和制图对象。在以立地为分类对象时,成图比例尺不应小于 1:1 万,土地单元类型图为 1:1 万到 1:20 万,土地系统类型图则在 1:20 万到 1:100万之间。土地分类是对同级土地单位的类型划分。每级土地各有一个分类系列,多级土地单位必然形成多个系列,如立地的种、属、科,土地单元的种、属、科,以及土地系统的种、属、科、目、纲等。

确定分类对象后,应划分其个体单位,再选择一定的标志,按其特征的共同性分别归入某一类型。类型命名一般采用当地习惯称谓,避免繁琐的二名法或三名法。

土地类型的地域性极强。干旱区的土地类型,如沙丘、丛草沙堆、戈壁、风蚀残丘、干沟、剥蚀低山、洪积倾斜平原等,一般不出现于湿润区;黄土高原常见的土地类型,如塬、梁、峁、陷穴、黄土沟壑等,也不可能在多碳酸盐岩的云贵高原找到同类;青藏高原的冰碛堤、冻融泥流、热融湖塘、多级古夷平面、冻胀丘、河冰椎等土地类型更不可能出现在亚马孙平原。因此,土地分类通常应在一个自然地带或亚地带内进行。

(一) 立地(相)的分类

从人类影响程度看,立地可分为三类,即天然立地(原生相)、衍生立地(衍生相)和人源立地(文化相)。天然立地受人类影响最小,衍生立地除地质基础与地貌无显著变化外,水文、气候、生物特征都已发生变化,但停止干扰仍可恢复原貌;人源立地全部自然要素都已发生变化并深深打下了人类活动的烙印。但无论人类影响多深,立地仍然是一种自然地域综合体,并将永远受自然规律制约。

立地种(相种)要求地貌面、岩性或土质、土壤变种、植物群丛全面一致。立地属由同类地貌

面上的立地种合并而成。立地科(相科)则由在地形剖面上相互联系,水文与外动力条件具有共同性的立地属组合而成。

(二) 土地单元(限区)的分类

土地单元的分类,须首先考虑地表切割及正负地貌分布状况,其次考虑地貌发展过程并以水分状况、沉积物分布状况、土壤、植被标志作为补充。某些典型土地单元,如黄土沟谷和喀斯特峰林,数量极多,分布密集,但每一个体发育程度差别很大,整体上可归并为一个高级分类单位,其微观差别则可作为低级分类的依据。

土地单元种(限区种)要求具有相同的基质和植被,土地单元属(限区属)由初级地貌形态相同的单元种组成,土地单元科(限区科)则由水文条件和初级地貌形态特征相同的属组成。

(三) 土地系统(地方)的分类

土地系统分类应从研究土地单元的复域分布入手,并以此为依据。中等地貌形态组合、岩性、土质、土壤、植被组合特征相同的土地系统归属同一个种,地貌类型及土壤植被相同的土地系统种(地方种)归入同一属,地貌、岩性、土质相同的属可合并为一个土地系统科(地方科),地貌类型相同的科可归并为一个土地系统目(地方目),所有山地目和平地目可分别归属山地土地系统纲和平地土地系统纲(地方纲),地带性特征相同的纲则归入同一土地系统门(地方门)。

三、土地评价

在土地类型研究基础上,根据特定生产目的对土地质量、适用性和生产潜力进行的评估,称为土地评价或土地分等。联合国粮农组织和包括中国在内的许多国家都积极开展了此项工作。

(一) 土地评价的对象、原则与方法

1. 土地评价对象　土地类型及其质量是土地评价的对象。土地单位的多级性与土地类型的多系列特点,决定了土地评价应针对适当级别的土地类型进行,且评价单位应与制图单位保持一致,即评价单位为土地系统或土地单元时,土地类型图亦应以土地系统或土地单元为制图单位。土地评价既可为农业生产服务,也可为城市规划、水土保持、环境保护、交通建设与旅游开发服务。

2. 土地评价的原则　具有普遍意义的原则有:① 土地的适宜性和限制性原则。适宜性是指在土地属性不致退化甚至恶化的前提下,土地对一般或特殊利用方式的适宜程度,限制性原则指土地在某些不利因素影响下,不适宜某种利用方式的程度。全面分析土地的上述两种性质,有助于保证评价的客观性。② 效益与投入比较原则。效益好而投入少为好地,效益差而投入高为坏地。③ 多用途比较及综合评价原则。要求比较多宜性土地的各种用途,确定最佳利用途径并综合评定土地质量。④ 永续利用原则。要求从长远利益考虑土地利用方式和强度,重视保护生态与环境。⑤ 因地制宜原则。指既要考虑制约土地质量的自然因素,也须顾及当地劳力、市场、资金等社会经济因素。

3. 土地评价方法　定性方法、定量方法、平行法和两段法、土壤诊断 - 土地潜力分等法是目前应用较广的方法。定性方法指以土地的自然条件和生产潜力为依据,同时考虑其社会经济背景、凭借知识与经验进行土地评价,一般只在研究范围较广时应用。定量方法须把自然条件和社会经济指标数量化,计算不同土地利用方式下的投入产出比、纯收入及其他经济效益,以便用最

小投入换取最大收益。常用定量方法有层次分析法、回归分析法、聚类分析法、多元分析法、模糊数学法等。平行法与两段法实质上是操作程序问题。同时应用定性与定量方法进行土地的自然条件与社会经济分析为平行法,先定性而后进行定量评价为两段法。

土壤诊断 - 土地潜力分等法,近 20 年逐渐流行。这种方法以土地组成要素之一的土壤生长作物的潜力为衡量标准。依据① 可耕地持续生产一般作物的潜力与限制性因素;② 不宜耕土地生长天然植物的潜力与限制性因素;③ 不合理利用导致土壤破坏的可能性等,划分土壤潜力级、亚级和单元。潜力级共 8 个,均以罗马字表示:Ⅰ级土地质量好,适宜性广,农林牧皆宜,Ⅷ级土地完全不宜农林牧,多指戈壁、沙漠、苔原等(图 8 - 13)。

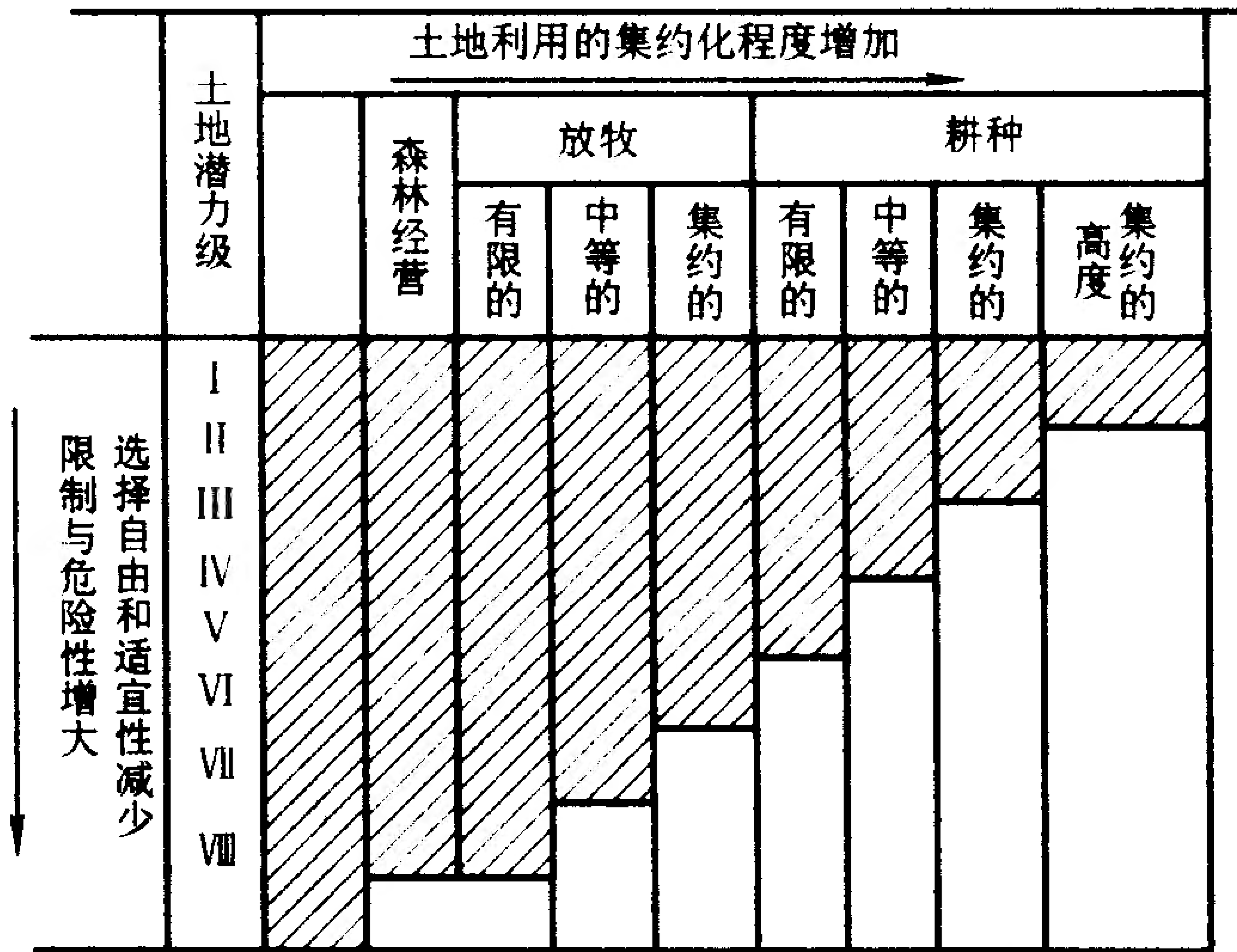


图 8 - 13 土地利用可能性分级

土地评价的最终结果都是进行土地分等。农用土地分等以土地类型适宜性广窄程度、水土保持能力及其对农业生产的影响、地貌特点及其对耕作方式的影响、利用方式及采取措施后提高质量的可能性、利用水利设施的可能性等为依据。城市土地评价则以土地类型的小尺度地域分异与区位差异为基础。地质地貌、水文与水文地质、土质土壤与小气候差异使得不同地段具有不同的坡度、地貌破碎程度、地基承载力、工程病害、采光条件、通风条件等,据此可划分良好建筑用地、需做工程处理的适宜建筑用地、不宜建筑用地等。商用土地则尤须考虑区位特点、公共交通状况等一系列因素。

第五节 人地关系研究

一、人类对地理环境的影响

人类通过生产劳动对地理环境产生影响。从早期的被动适应到后来的主动抗争,人类与地理环境的冲突日趋尖锐。尽管一些思想先驱者很早就提出了人类不合理利用自然条件和自然资

源必将招致大自然报复的警告,直到20世纪后期,人与自然的协调发展才真正成为大多数人的共识。

从总体上看,人类对地理环境的影响是积极的。这表现在:

1)通过垦殖和养殖活动把大量天然生态系统改变为农业生态系统,把可食用野生植物培育成农作物,把可役使、食用和观赏的野生动物驯化为饲养动物,满足了迅速增加的人口日益增长的需要,而天然生态系统绝无此种可能。

2)在长期的耕作中培育了性状和肥力都优于天然土壤的各种农业土壤。这些土壤生长的粮食、蔬菜、瓜果、花卉等保证了对人类需求的供给。

3)人类对地表和近地表物质的机械搬运使地貌发生了变化,但这种改变为农业生产、采矿、水利和交通建设所必须。

4)水利建设改变了地表水的时空分布,保证了航运和灌溉,同样功不可没。中国京杭大运河、巴拿马运河和苏伊士运河,是便利航运的典范。遍布世界各国的水利工程则多有灌溉与防洪之利。

但是,上述每一项成就几乎都同时具有负面影响。例如,农业开发必然破坏森林和草原;猎捕、毒杀、采集动物与人为改变其生活环境加速了物种灭绝;破坏原有地貌通常将导致地表稳定性减弱和侵蚀强度增加;不合理灌溉与耕作造成土壤次生盐渍化、改变土壤孔隙度和渗透能力、加剧土壤侵蚀和土地荒漠化;破坏水源涵养林引起突发性洪流、盲目抽取地下水导致区域性地下水位下降,河流上游超量用水导致下游断流等等。特别值得关注的是人类对大气圈与气候的影响。燃烧化石燃料使大气 CO_2 浓度急剧增加,造成氧平衡失调并可能波及地理环境中的生命过程;人为增加大气固体微粒含量改变了到达地表的太阳辐射量导致气温变化;排放氟利昂严重破坏臭氧层。至于从陆地到水体,从大气到土壤和生物的污染,就更是人类对地理环境的最消极的影响了。

二、地理环境对人类不合理行为的反馈

部分物种灭绝,水土流失,土壤盐渍化,土地荒漠化,气候变迁都是自然过程。不合理的人类活动往往不是抑制,而是促进不利于人类本身的过程加速发展,反过来损害甚至毁灭人类文明。

例如,20世纪物种的加速灭绝已使生物多样性的丧失达到空前的程度,灭绝物种竟有100万种以上。据估计,21世纪现有物种的1/3也将灭绝,几乎相当于过去数百万年正常灭绝物种的总和。而大多数物种的灭绝将对科学和人类本身造成严重危害。驯养动物和栽培植物种数有限,没有也不可能改变物种灭绝的总趋势。又如近200年来,全球森林面积至少减少了40%,寒温性针叶林,热带、亚热带森林被大面积砍伐,开辟为永久性农田。草原也未能幸免而被破坏,20世纪全球草原面积已减少近半。绿色植物的急剧减少破坏了大气氧平衡,已经和必将继续造成全球性生态灾难。

滥垦、滥牧、过度樵采等掠夺性土地利用方式导致了水土流失加剧和部分地区的荒漠化。仅以后者而论,20世纪70年代后期,全球每年即有 $5\times10^6\sim7\times10^6\ hm^2$ 土地成为荒漠化土地,7亿人口、100个国家和占全球陆地面积1/4的 $35.92\times10^8\ hm^2$ 土地受荒漠化影响。1984—1991年的7年中,荒漠化土地的年增长幅度猛增至 $16\times10^6\ hm^2$,到20世纪末,全球已损失可耕地1/3。

三、人地关系的协调发展

19 世纪初，全世界人口总数不过 10 亿，20 世纪初达到 16 亿，而 20 世纪末已猛增到 60 亿。人口的爆炸性增长已经成为人地关系中首要的和最严峻的问题。

20 世纪 50 年代初，全世界人均占有耕地 0.57 hm^2。70 年代中期降为 0.39 hm^2，90 年代初进一步减至 0.28 hm^2，2000 年更降至 0.25 hm^2。耕地缺乏必然导致粮食不足。目前全世界共有 100 余个国家需要粮食援助就是证据。

人口迅速增长还导致人均占有淡水量逐渐减少。作为富水行星的地球虽然拥有 13.7×10^8 km^3 水量，而淡水仅占其中的 3%。淡水的可利用性是与全球水循环相联系的。陆地除降水（10.6×10^4 km^3）外，可利用淡水只是入海地表径流（3.7×10^4 km^3）中的一小部分和本来就很少的内陆地表径流，总共不过 0.9×10^4 km^3。20 世纪全球淡水消耗量增长了数十倍。过量用水已导致河流水量减少、断流，湖泊缩小，海水入侵河口段等一系列恶果。

能源与矿产趋于枯竭是又一全球性问题。以目前的生产水平衡量，石油和天然气将在 21 世纪中期开采殆尽。2000 年全世界一半人口缺乏薪柴。21 世纪初叶，除铁和铝外，其余所有主要金属矿产的保有储量都将下降到微不足道的地步。

环境污染空前严重，新污染源和污染物不断增加，污染范围日益扩大。环境污染造成的后果已明显威胁到人类自身的生存与发展。

严峻的现实赋予自然地理学以全新的使命，即为了人与自然的协调发展与人类社会的可持续发展，重新审视人地关系，建立科学的、综合的区域开发理论。自然地理学从来不是"无人类的"地理学，在探索人地关系过程中经历了地理环境决定论的悲观与无奈，或然论的彷徨无定，以及人定胜天论的浮躁之后，终于找到了人类与自然协调发展的真理。这一学科从地理环境整体特征与要素间相互联系为研究对象的固有优势，在人地关系研究中也得到充分发挥。

自然地理学已经认识到，人类活动包括生产活动、消费活动和人类本身的发展，必须适应自然地理环境的承受力和容量；人类所谓"改造"和"征服"自然的行动，必须以自然地理环境整体，而不是以其个别组成要素为出发点；人类活动必须遵循，而不能违背自然地理环境的发展规律；总之，必须根除人与自然对抗，树立两者协调发展的观念，也就是可持续发展观念。

可持续发展，要求人们开发利用自然条件和自然资源时，兼顾当代人和后代人的权利，即兼顾眼前和长远利益。按照我们的理解，还应兼顾局部人群和区域的利益与全人类和整体地理环境的利益。简言之，就是兼顾人与自然的利益。自然界的利益或许是一个比较新的命题，但是值得加倍重视。地球在百万之一机率下成为拥有独特地理环境、发育生命与人类的幸运的行星，可谓来之不易。珍惜地理环境应该是人类的天职。

自然地理综合研究，如自然条件与自然资源综合评价、应用性自然区划、自然保护、景观生态设计、区域开发、国土整治，以及本书中涉及的地域分异规律研究、土地类型研究等，归根结底都是为实现人地关系协调发展及可持续发展这一总目标服务的。

主要参考书

1. М.И. 布迪科．地表面热量平衡．北京：科学出版社，1960

2. M.C. 马克耶夫. 自然地带与景观. 北京:科学出版社,1963
3. C.B. 卡列斯尼克. 普通地理学原理. 北京:地质出版社,1963
4. 黄秉维等. 现代自然地理. 北京:科学出版社,1999
5. 赵松乔等. 现代自然地理. 北京:科学出版社,1988
6. 倪绍祥. 土地类型与土地评价. 北京:高等教育出版社,1992
7. 陈百明. 土地资源学概论. 北京:中国环境科学出版社,1996
8. A.N. 斯特拉勒等. 现代自然地理学. 北京:科学出版社,1983
9. 陈传康,伍光和等. 综合自然地理学. 北京:高等教育出版社,1993